Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY

This material contains information affecting the National Defense of the United States within the meaning of the Espionage Laws, Title 18, U.S.C. Secs. 793 and 794, the transmission or revelation of which in any manner to an unauthorized person is prohibited by law.

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

50X1-HUM

COUNTRY	USSR	REPORT	
SUBJECT	Geological Publication of the Academy of Sciences, USSR	DATE DISTR.	10 May 1961
		NO. PAGES	1
		REFERENCES	RD
DATE OF INFO.			50X1-HUM
PLACE & DATE ACQ.			

THIS IS UNEVALUATED INFORMATION. SOURCE GRADINGS ARE DEFINITIVE. APPRAISAL OF CONTENT IS TENTATIVE

publication (Trudy) of the Geological Institute 50X1-HUM

Vol. 44, Glubina Zaleganiya i Stroyeniye Skladchago Fundamenta Severnoy Chasti Turanskoy Plity (Zapadnyy Kazakhstan) (Depth of Stratification and Composition of the Wrinkled Substructure in the Northern Section of the Turansk Platform (West Kazakhstan)), by R.G. Garetskiy and V.I. Shraybman, published by the Academy of Sciences, USSR, Moscow, 1960.

2. When removed from the covering report, the publication is UNCLASSIFIED.

50X1-HUM

5 4 3 2 1

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

STATE	ARMY	NAVY	AIR	NSA	OCR	NIC	
x	x	x	x	x	x	x	x

(Note: Washington distribution indicated by "X"; Field distribution by "#".)

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 44

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ и В. И. ШРАЙБМАН

ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ И СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

(ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

50X1-HUM

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 44

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ и В. И. ШРАЙБМАН

ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ И СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ (ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — 1960

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Ответственный редактор

академик А. Л. ЯНШИН

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одним их характерных направлений развития современной геологии является настойчивое стремление проникнуть различного рода исследованиями в значительные глубины земной коры. В разных странах совершенствуются методы региональных геофизических работ, с помощью которых можно получить важнейшие данные по глубинному геологическому строению обширных территорий. Растут объемы глубоких буровых работ. Увеличивается предельная глубина скважин. Осуществляются планы «опорного» бурения, специально направленного на освещение глубинной геологии обширных территорий. В Соединенных Штатах Америки разрабатывается проект морского бурения до поверхности Мохоровичича. У нас проектируются первые семикилометровые скважины в Прикаспийской низменности. Издаются разнообразные тектонические карты, которые, в отличие от геологических, позволяют судить о строении земной коры до значительных глубин. Появляется все больше и больше работ о глубинном геологическом строении различных областей СССР и зарубежных стран.

Стремление проникнуть в глубь земной коры является естественным следствием роста технических возможностей человечества. Надо сказать, что изучение Земли даже отстает от изучения Космоса. Ракеты шлют нам научную информацию с расстояния в сотни тысяч и миллионов километров, а в земную кору мы проникли бурением на величину, лишь немного большую, чем 0,1% ее радиуса.

Однако не только развитие технических возможностей и стремление решить ряд важных проблем строения и истории Земли приковывают наше внимание к ее глубинам. Человек все глубже и глубже от поверхности Земли уходит в поисках различных полезных ископаемых. Нефть, природные газы, артезианские воды и различные рассолы уже добываются с глубин, измеряемых многими километрами. Подземная газификация залежей угля позволяет использовать их за пределами глубин современных шахт. На расстояниях в сотни метров от поверхности добываются самые различные полезные ископаемые. Даже открытые горные работы в ряде мест уходят на глубины, измеряемые первыми сотнями метров. Резервы минерального сырья, лежащего на поверхности, в основном, открыты, учтены и введены или вводятся в эксплуатацию. Все больше развертываются поиски лежащих на глубине «закрытых», «слепых», «погребенных» месторождений минерального сырья, и в некоторых районах, например на севере Тургайской низменности, они уже дали громадный народнохозяйственный эффект.

Вот почему работы по глубинной геологии не только интересны в теоретическом, но и важны в практическом отношении.

Участки земной коры, именуемые платформами, характеризуются двухъярусным строением земной коры. В их пределах плащ слабо уплотненных, слабо дислоцированных, не метаморфизованных, обычно осадочных и лишь

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

изредка вулканогенных пород с резким угловым несогласием и почти всегда со значительным стратиграфическим перерывом лежит на совершенно отличных по условиям образования сложно дислоцированных уплотненных и нередко метаморфизованных, прорезанных разнообразными интрузиями породах так называемого складчатого фундамента. Последние образовались в геосинклинальных условиях, подверглись складчатости и содержат совершенно иной комплекс полезных ископаемых, чем породы платформенного чехла. Эти полезные ископаемые складчатого фундамента платформ служат объектами эксплуатации не только в районах его выхода на поверхность, но и там, где он перекрыт не особенно мощным платформенным чехлом (железистые кварциты и мартитовые железные руды района Курской магнитной аномалии, магнетитовые руды Кустанайской области). Поэтому знание глубины залегания складчатого основания платформ и основных черт его геологического строения имеет большое, с течением времени все возрастающее практическое значение.

Из четырех крупных платформ территории СССР глубинное геологическое строение лучше всего изучено у Русской платформы, слабее всего — у Сибирской или Средне-Сибирской. Остальные две платформы — Западно-Сибирская и Туранская — в противоположность двум первым являются «молодыми», сформировавшимися «всего» 200 миллионов лет назад, не на докембрийском, а на палеозойском складчатом основании. Глубинное строение Западно-Сибирской платформы начало изучаться раньше, чем Туранской. Про «донышко» Западно-Сибирской низменности мы знаем еще далеко не все достаточно достоверно. Однако существуют многочисленные опубликованные и рукописные карты и схемы, на которых по данным бурения и геофизики изображено вероятное строение этого «донышка» и глубина его залегания. Для Туранской же низменности еще недавно этих данных не было, поэтому на тектонической карте СССР, изданной под редакцией академика Н. С. Шатского в 1956 г., не оказалось возможным дать хотя бы схему глубины залегания складчатого фундамента в пределах Туранской низменности.

За прошедшие с тех пор немногие годы положение коренным образом изменилось. Степи и пустыни Турана стали объектами больших буровых работ и геофизических исследований. Быстро накопился материал, который позволил приступить к выяснению глубины залегания и строения складчатого фундамента низменности. Для территории Туркмении эти вопросы были освещены работами Ю. Н. Година, А. А. Борисова и отчасти Д. П. Касаткина; для небольшой, но очень сложной территории к северо-востоку от Аральского моря — работами В. И. Самодурова. Для севера Туранской платформы подобные обобщения сделаны еще не были. Между тем именно здесь — на севере Турана — под покровом платформенных осадков происходит сочленение палеозойских и раннемезозойских складчатых сооружений Урала, Мангышлака, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

Вопрос о соотношении этих складчатых систем, о положении и характере погребенных границ между ними давно волновал умы многих геологов. В течение 1945—1955 гг. посвятил этому вопросу серию статей и я. Сейчас оказалось возможным подойти к его разрешению путем анализа очень богатого нового материала, накопленного за самые последние годы различными работавшими здесь организациями. За это нужное дело взялся Р. Г. Гарецкий, который в течение последних десяти лет сначала под моим руководством, а позднее самостоятельно изучал строение и историю тектонического развития различных районов Туранской платформы. Однако правильное решение многих общих и частных вопросов темы могло быть получено лишь в результате тщательного сопоставления геологических и геофизических данных. Поэтому для успеха работы требовалось привлечение

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

к ней опытного геофизика, хорошо знающего достоинства, недостатки и пределы возможностей различных геофизических методов. Таковой отсутствовал среди сотрудников Геологического института АН СССР. Однако кооперация в научной работе помогла найти выход из затруднения. В исследовании, за которое взялся Р. Г. Гарецкий, согласился принять участие сотрудник Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина геофизик В. И. Шрайбман, лично работавший ряд лет в различных районах Примугоджарья, Приаралья и Устюрта.

Мне кажется, что предлагаемая вниманию читателей работа Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана впервые даст достоверную сводку данных о глубине залегания складчатого фундамента на севере Туранской низменности и содержит очень интересную гипотезу о его внутреннем строении. Дальнейшие работы, вероятно, внесут в эту гипотезу те или иные коррективы. Не нужно забывать, что это лишь первое обобщение накопившегося материала. Однако мне кажется, что основные черты глубинного геологического строения территорий, прилегающих со всех сторон к Аральскому морю, подмечены авторами верно и что их представления о соотношении различных погребенных складчатых сооружений окажутся довольно близкими к действительности.

Академик А. Л. Яншин

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ВВЕДЕНИЕ

Обширные пространства пустынь и полупустынь Казахстана и Средней Азии от Каспийского моря до хребтов Тянь-Шаня, равнины Западно-Сибирской низменности, мелкосопочник Казахского нагорья, горы Урала и Тянь-Шаня принадлежат эпипалеозойской платформе Евразии. А. Д. Архангельский (1941) назвал всю эту область Урало-Сибирской палеозойской плитой, а Б. А. Петрушевский (1955₂)— Урало-Сибирской эпигерцинской платформой. В верхнем палеозое, а местами даже в нижнем и среднем триасе эта территория прекратила свое развитие как геосинклинальная область и превратилась в платформу. Ее складчатый фундамент сложен докембрием или геосинклинальными формациями палеозоя, а в отдельных межгорных прогибах — дислоцированными, преимущественно континентальными нижне- и среднетриасовыми породами. Поверхность складчатого фундамента неровная. Местами она образует обширные поднятия, в пределах которых фундамент выходит на поверхность, а местами — еще более обширные прогибы, выполненные слабо дислоцированными рыхлыми отложениями мезо-кайнозойского возраста. По аналогии с древними платформами эти крупные структуры молодой (эпипалеозойской) платформы также могут быть выделены как участки, соответствующие по своему структурному положению и развитию щитам и плитам. К первым структурам относятся складчатые сооружения Центрального Казахстана и Урала, ко вторым — Западно-Сибирская и Туранская низменности.

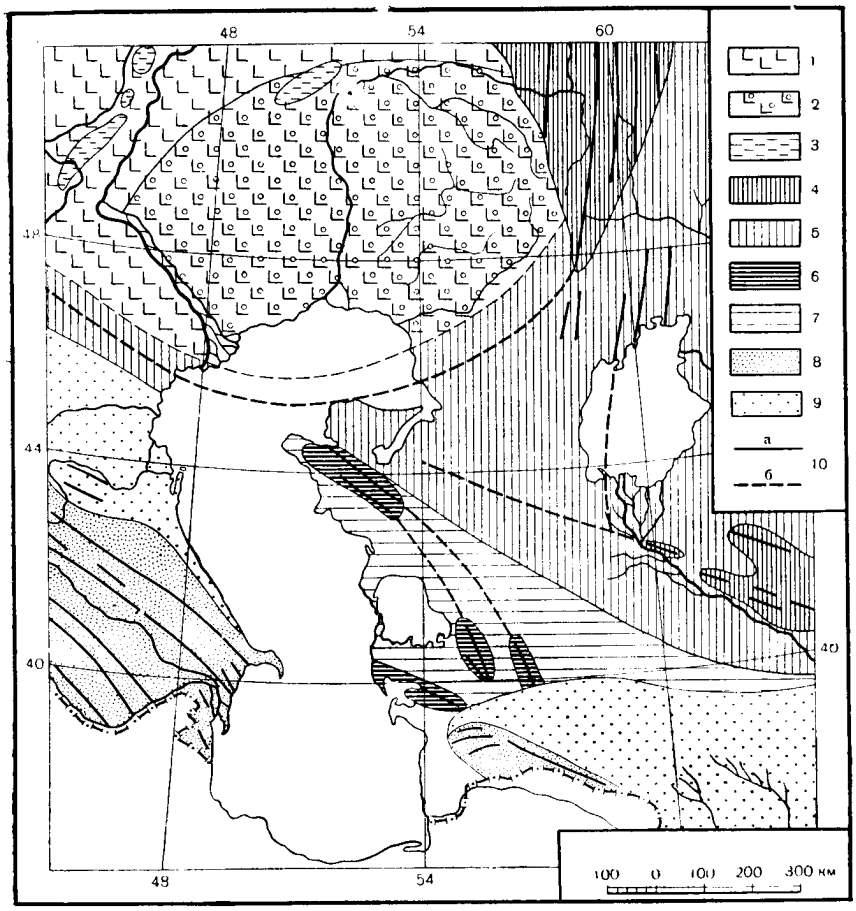
Туранская плита (Шатский и др., 1957) занимает огромную территорию равнин Казахстана и Средней Азии. В ее состав входят восточное побережье Каспийского моря с Красноводским, Мангышлакским и Бузачинским полуостровами, весь Устюрт, периферия Мугоджар, Тургайская впадина, Присырдарьинская равнина, районы Приташкентских чулей и Бухаро-Хивинской области и, наконец, обширные песчаные пустыни Кызылкум и Каракум. В средней части Туранской плиты расположено Аральское море.

Описываемая территория, площадью около 1 млн. км², охватывает бóльшую, северную часть Туранской плиты: на юге она ограничивается п-овом Мангышлак, поднятием Султан-Уиздаг, расположенным в низовьях Аму-Дарьи, и палеозойскими горами пустыни Кызылкум (Букантау и др.); на севере — Мугоджарами и Кустанайской седловиной, отделяющей Тургайский прогиб от Западно-Сибирской плиты; на востоке — крайними выходами палеозоя, Центрального Казахстана и хребтом Каратау.

Складчатый фундамент выходит по окраинам Туранской плиты в упомянутых палеозойских сооружениях юга Урала, западной части Центрального Казахстана и хребта Каратау. Местами выходы пород этого фундамента известны и внутри ее, например, в кызылкумских горах (Букантау

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 1. Структура Прикаспийских степей (по А.Д. Архангельскому, 1941).

1 — область древнепалеозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; *2* — область распространения куполов в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы; *3* — валы и купола на Восточно-Европейской платформе; *4* — районы верхнепалеозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *5* — районы верхнепалеозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; *6* — районы мезозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *7* — районы мезозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; *8* — области третичной складчатости; *9* — предгорные впадины третичных складчатых горных сооружений; *10* — наблюдаемые (*а*) и предполагаемые (*б*) простирания складчатости.

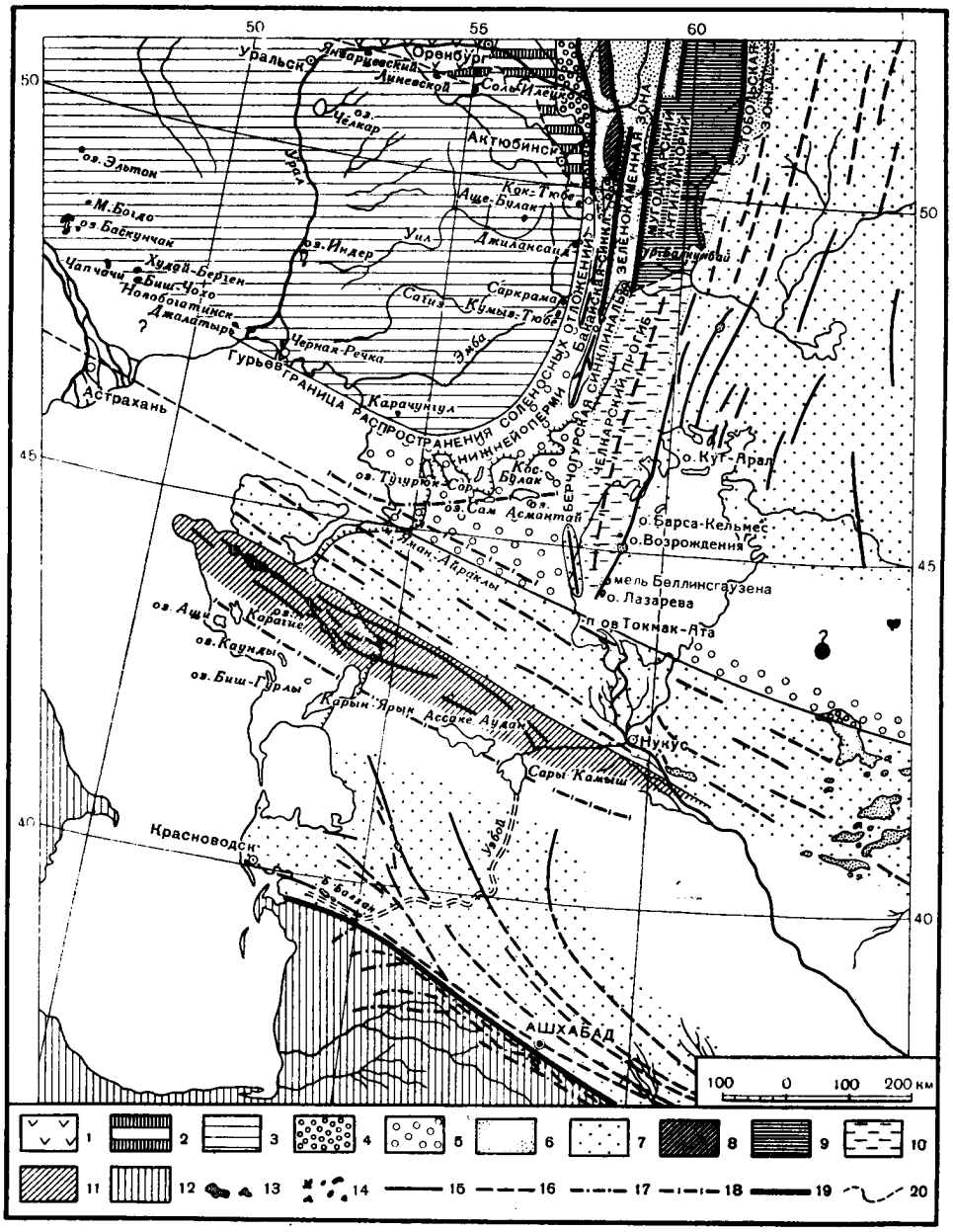
и др.) и в поднятии Султан-Уиздаг, находящихся на западном продолжении снижающихся хребтов Южного Тянь-Шаня. К ним относятся также выходы складчатых пород верхней перми, нижнего и среднего триаса в ядре Мангышлакской мегантиклинали.

Однако на огромной территории Туранской плиты ее складчатый фундамент погружен на значительную глубину и скрыт под мощным платформенным чехлом мезо-кайнозойских отложений. Это обстоятельство очень затрудняет установление внутренней структуры складчатого фундамента, а зачастую делает то или иное решение вопроса о его строении весьма гипотетичным.

Вопрос о соотношении складчатых систем Урала, Тянь-Шаня и западной части Центрального Казахстана, погружающихся под платформенный

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 2. Схематичская тектоническая карта района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака (по А. Л. Яншину, 1951).

1 — область сравнительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы; *2* — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевого прогиба Урала на поверхности; *3* — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевых прогибов под более молодыми осадками (область солянокупольной тектоники); *4* — верхнедевонские каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов на поверхности; *5* — то же под более молодыми осадками; *6* — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем на поверхности; *7* — то же, под олее молодыми осадками; *8* — докембрий зоны Уралтау; *9* — зона Мугоджарского антиклинория; *10* — его южное подземное продолжение (наложенная Челкарская синклиналь); *11* — зона Мангышлакского межгорного прогиба; *12* — область альпийской складчатости; *13* — выходы на поверхность пермо-триасовых пород в Мангышлакской складчатой зоне; *14* — «прорванные» соляные купола (с выходами на поверхность пород кунгура); *15* — оси унаследованных антиклиналей; *16* — их вероятное продолжение; *17* — оси альпийских антиклиналей системы Копет-Дага; *18* — оси крупных молодых прогибов; *19* — основные разломы; *20* — граница погружения уральского палеозоя и докембрия под сплошной покров мезозойских и третичных осадков.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

чехол Туранской плиты, имеет большое теоретическое и практическое значение и поэтому давно занимает умы геологов.

Особенно большое внимание этому вопросу уделил во многих своих трудах А. Д. Архангельский (1923, 1932, 1941). Ряд работ написан им совместно с Н. С. Шатским (1933), В. В. Федынским (1936), Н. С. Шатским, В. В. Меннером и др. (1937), А. А. Михайловым, В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом (1937).

Весьма схематично структура рассматриваемой территории изображалась в работах Д. В. Наливкина (1933), А. Н. Мазаровича (1938), В. В. Белоусова (1948). Строение складчатого фундамента на погружениях Урала и Центрального Казахстана разбирал в ряде работ Н. Г. Кассин (1934, 1937, 1941, 1947). Тектонике Центрального Казахстана и прилегающих областей посвятил две работы Н. С. Шатский (1938, 1951). С отдельными вопросами тектоники области выступали многие авторы: М. М. Пригоровский (1915, 1935), Н. Н. Тихонович (1924), В. В. Галицкий (1940), С. Н. Алексейчик (1941), А. А. Шрейдер (1948), Н. П. Луппов (1946, 1952), Н. К. Овечкин (Бойцова, Мазина, Михайлов, Овечкин, 1955), М. Е. Воскобойников (1957) и др. Тектонику Тургайской впадины и северо-восточного Приаралья разбирал Б. А. Петрушевский в ряде статей (1933, 1939, 1946, 1955_1), а также в работе, написанной им совместно с Н. С. Зайцевым (1950). В 1955 г. вышла его интересная монография об истории развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы (1955_2). Вопрос о соотношении складчатых систем Урала, Тянь-Шаня, Мангышлака и Донбасса занимает большое место в работах А. Л. Яншина (1945, 1948, 1951). Им же освещена и тектоника Северного Приаралья (1939, 1940, 1953).

За последние годы на территории Туранской плиты проведены большие геологические и геофизические работы. Большая часть ее площади покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, на отдельных участках проведены более детальные работы, во многих местах пробурены скважины различной глубины. Этот материал с достаточной ясностью позволяет судить о тектонике платформенного чехла. Кроме того, установленная А. Л. Яншиным (1948, 1951) и Б. А. Петрушевским (1955_2) связь тектоники чехла молодых платформ с их фундаментом дает возможность по строению первого подходить к изучению погребенной складчатой структуры второго.

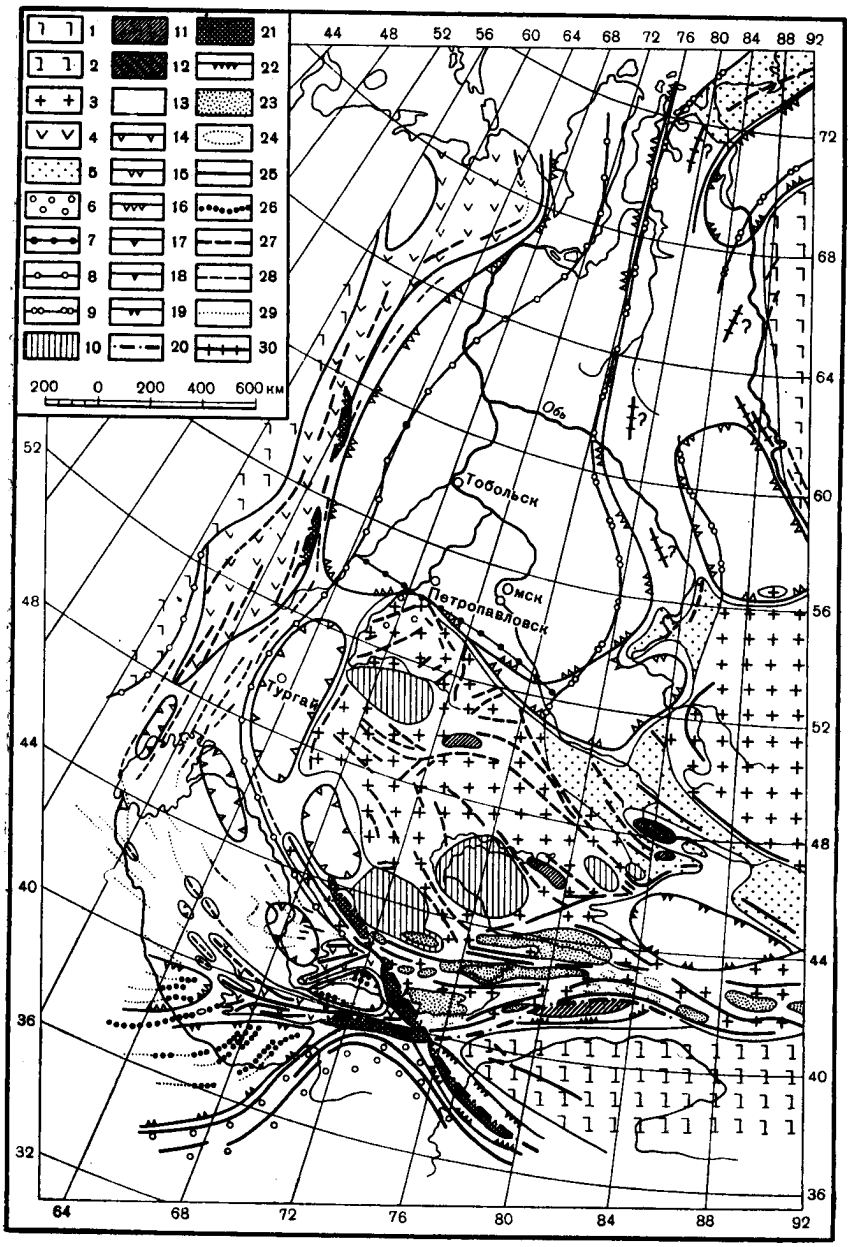
А. Л. Яншин при исследовании южного продолжения Уральской складчатой системы использовал для расшифровки внутреннего строения складчатого фундамента материалы лучше изученной тектоники платформенного чехла. Б. А. Петрушевский правильно объяснил различное строение платформенного чехла в восточной и западной частях Тургайской впадины разным возрастом складчатого фундамента и на основании этого довольно точно наметил в пределах Тургайской впадины восточную границу уралид.

Ряд скважин вскрыл породы складчатого фундамента под толщей мезокайнозойского платформенного чехла. Особенно много таких скважин пробурено трестом «Актюбнефтеразведка» и Западно-Казахстанской геологической экспедицией на периферии Мугоджар. Многочисленные скважины Кустанайского геологического управления достигли фундамента в северной части Тургайской впадины. Несколько скважин, пробуренных трестом «Актюбнефтеразведка», имеется в северо-восточном Приаралье. «Казнефтеобъединением» проведено бурение допалеозойских отложений на Южно-Эмбенском региональном гравитационном максимуме. Скважины треста «Мангышлакнефтеразведка» достигли фундамента на п-ове Тюб-Караган и в пределах Беке-Башкудукской антиклинали Южного Мангышлака.

Несколькими скважинами Союзной геологопоисковой конторы складчатый фундамент вскрыт в районе Султан-Уиздага и одной скважиной — на Айбугире (юго-восточный Устюрт).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 3. Схема современной структуры Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаньской эпипалеогеновой геосинклинальной области (по Б. А. Петрушевскому, 1955).

— области развития складчатых сооружений докембрийской стабилизации; *2* — то же, но с неглубоким залеганием и с частичным выходом на поверхность; *3* — выходящие на поверхность или очень неглубоко залегающие складчатые сооружения докембрийско-каледонско-герцинской стабилизации; *4* — то же, герцинской стабилизации; *5* — то же, позднегерцинской стабилизации; *6* — то же, герцинско-мезозойской стабилизации; *7* — южная граница погрузившейся зоны предположительно докембрийско-каледонской стабилизации; *8* — границы зоны герцинской стабилизации в областях опускания; *9* — то же, позднегерцинской стабилизации; *10* — небольшие районы прерывистых опусканий эпигерцинской платформы (мульды) с глубиной погружения домезозойского фундамена до 50—250 м от поверхности; *11* — то же, с глубиной до 500 м; *12* — то же, с глубиной около 1000—1500 м (Зайсанский район мезозойско-кайнозойских прогибаний); *13* — области длительных прогибаний; *14* — границы синеклиз платформы с глубиной погружения домезозойского

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Скважина Узбекского геологического управления достигла фундамента в юго-восточном Приаралье, в пос. Тахта-Купыр.

На всей территории северной части Туранской плиты проведена аэромагнитная съемка: на Устюрте в масштабе 1 : 1 000 000, в Северном Приаралье и Тургайской впадине в масштабе 1 : 500 000 — Всесоюзным научно-исследовательским институтом геофизических методов разведки; на Аральском море в масштабе 1 : 500 000 и к востоку от него в более крупном масштабе — Западным геофизическим трестом; на Устюрте и в северной части Тургайской впадины — трестом «Сибнефтегеофизика». Высота залетов самолетов при съемке была равна 300 и 700 м.

Почти вся исследуемая территория покрыта гравиметровыми съемками (конторы «Спецгеофизика» и «Казнефтегеофизика», Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Тургайская комплексная геофизическая экспедиция).

В северной части Туранской плиты проведены значительные сейсморазведочные исследования. Большое количество региональных сейсморазведочных профилей, проведенных методом преломленных волн (МПВ), проходит через Тургайскую впадину; наиболее южный из них идет по линии Оренбургской ж. д. Эти работы осуществлены Тургайской комплексной геофизической экспедицией. Ею же проведены комплексные геофизические исследования (в том числе и сейсморазведочные) в южной части Берчогурской синклинали. Площадные сейсморазведочные работы проведены методом отраженных волн (МОВ) конторой «Казнефтегеофизика» в районах Южно-Эмбенского регионального максимума силы тяжести и в западной части Северного Устюрта. Восточнее в последнем районе аналогичные исследования велись конторой «Спецнефтегеофизика». Этой же конторой исследована территория к югу от низовьев Сыр-Дарьи корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Ряд важных сейсморазведочных профилей (МОВ) проходит через Мангышлак и Бузачи (Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт) и в районе Султан-Уиздага (Центральный геофизический трест).

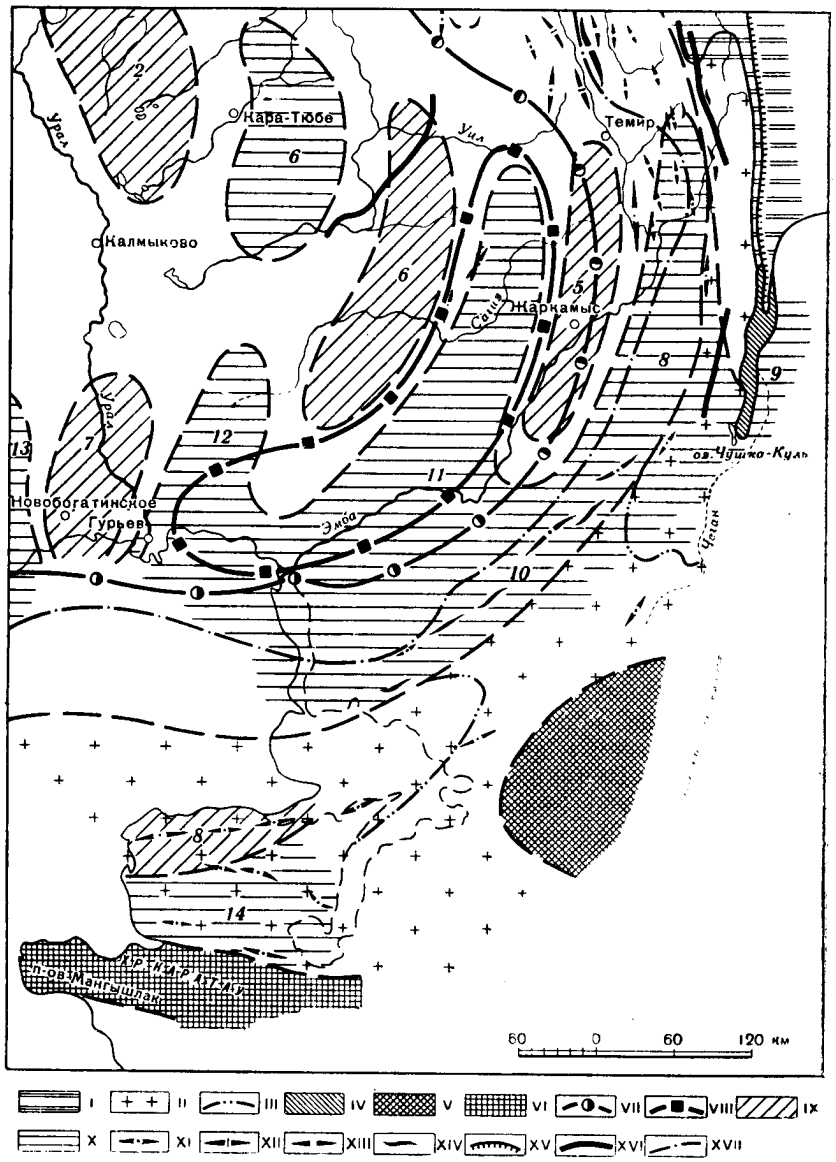
Электроразведочные работы велись конторой «Спецнефтегеофизика» на Северном Устюрте, на юге Чушкакульской антиклинали, в районе Жаксыбутанской антиклинали (методом вертикального электрического зондирования) и на западном продолжении хребта Каратау (методом электропрофилирования и теллурических токов).

Отдельные результаты отмеченных выше работ, которые освещают глубинное строение ряда участков Туранской плиты, частично уже были опубликованы. Сейсморазведочные материалы по району Мангышлака и п-ова Бузачи освещены в статьях Б. Ф. Дьякова (1957), А. И. Димакова (1957, 1959), А. Б. Когана (1959), А. Б. Когана и И. М. Пасуманского (1959).

фундамента до 700—800 м от поверхности; *15* — то же, с глубиной до 1200—1500 м; *16* — то же, с глубиной до 2000—2500 м и больше; *17* — границы крупных синклиналей зоны урало-тянь-шаньских герцинид с глубинами опускания до 2000—2500 м; *18* — границы синеклиз мезозойско-палеогенового этапа на территории Тянь-Шаня, превращенных в неогене в межгорные прогибы, с глубиной общего опускания фундамента до 5000 м; *19* — то же, с глубиной до 700—10 000 м; *20* — глубинные разломы; *21* — приразломные прогибы с глубиной погружения фундамента до 5000—6000 м и больше; *22* — границы зон опускания (до глубины 2000—3000 м), связанных с приразломными прогибами; *23* — мегасинклинали (геосинклинали) эпипалеогеновой геосинклинальной области, возникшие в неогене, с глубиной погружения фундамента до 2000—3000—4000 м и несколько больше; *24* — то же, зачаточные; *25* — мегантиклинали (геоантиклинали) в районах развития домезозойских формаций этой геосинклинальной области; *26* — антиклинальные, в значительной мере унаследованные структуры в районах сплошного развития пород мезозоя и кайнозоя этой области; *27* — антиклинальные поднятия в областях развития домезозойских формаций эпигерцинской платформы; *28* — антиклинальные унаследованные структуры в районах сплошного развития пород мезозоя и кайнозоя на платформе; *29* — предполагаемые направления простирания на необнаженных участках; *30* — предполагаемые антиклинали Обь-Енисейской складчатой системы.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

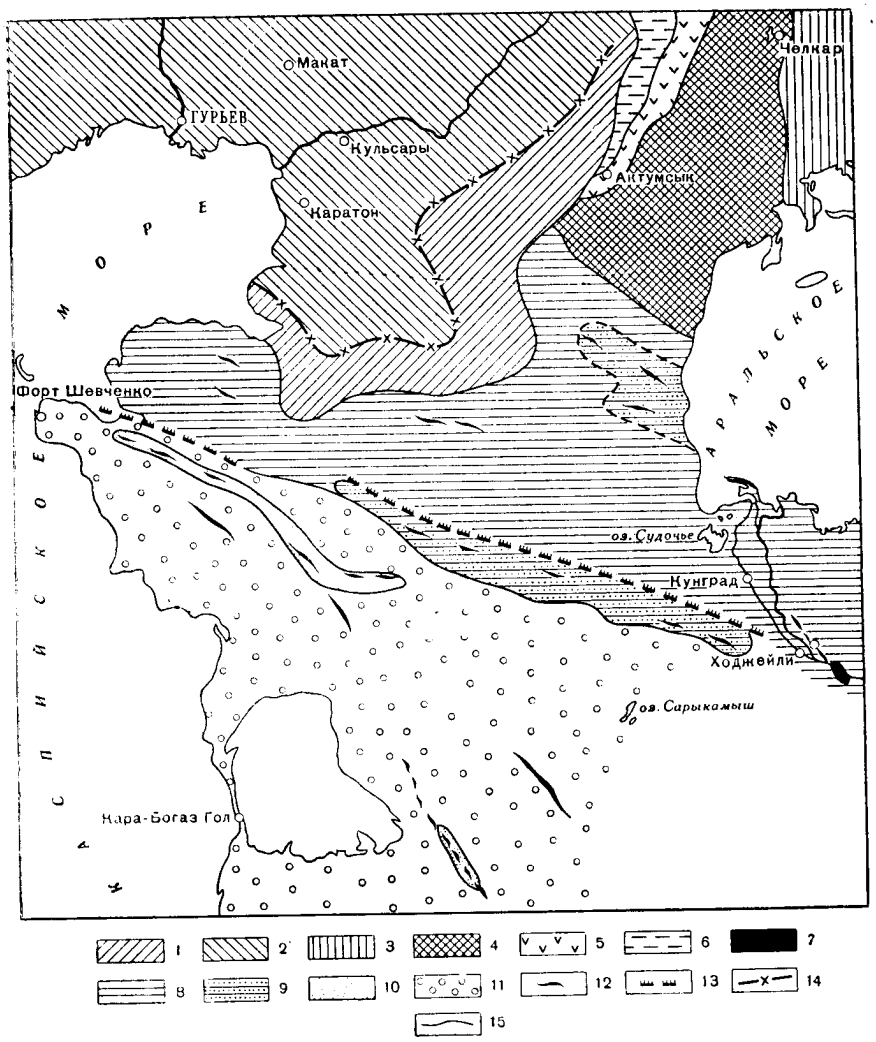


Фиг. 4. Юго-восточная часть схемы тектонического строения Прикаспийской впадины (по М. П. Казакову, 1957).

I — герцинская складчатая зона; *II* — герцинская складчатая зона погребенная; *III* — области погружения герцинских зон; *IV* — Чушкакульская антиклиналь; *V* — каледонский срединный массив; *VI* — Мангышлакская складчатая зона; *VII* — граница передового герцинского прогиба с юго-восточной областью Русской платформы; *VIII*—область мощного развития пермо-триасовых отложений; *IX* — пологие поднятия мезо-кайнозойского комплекса: *2* — Зауральское, *5* — Жаркамысское, *6* — Сагизское, *7* — Новобогатинское, *8* —Северо-Бузачинское; *X*—пологие прогибы мезо-кайнозойского комплекса: *6* — Жаксыбайский, *8* — Предмугоджарский, *9* — Чеганский; *10* — Приэмбенский (Сары-Кумский), *11* — Эмбенско-Сагизский, *12* — Гурьевский, *13* — Ментекеский; *14* — Южно-Бузачинский; *XI* — пологие антиклинальные поднятия мезо-кайнозойского комплекса; *XII* — пологие антиклинальные поднятия мезо-кайнозойского комплекса, осложненные соляными ядрами; *XIII* — антиклинальные поднятия палеозойского комплекса, осложненные соляными ядрами; *XIV* — то же, не осложненные; *XV* — основные разрывы; *XVI* — гравиметрическая ступень; *XVII* — границы распространения соляных куполов.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 5. Схема тектоники складчатого основания Устюрта (по Н. В. Неволину, 1958).

Докембрийская складчатость: *1* — область отсутствия соляных куполов в Прикаспийской впадине; *2* — область глубокого погружения докембрийского складчатого основания (Прикаспийская впадина).

Долготная палеозойская складчатость (уралиды) под покровом мезо-кайнозойского платформенного чехла: *3* — Аятский синклинорий; *4* — Урало-Тобольский массив; *5* — Магнитогорский синклинорий; *6* — Уралтауский антиклинорий. Широтная палеозойская складчатость (тяньшаниды): *7* — участки палеозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатого основания; *8* — область широтного палеозойского складчатого комплекса под покровом мезо-кайнозойского платформенного чехла; *9* — предполагаемые участки глубокого эрозионного среза палеозоя; *10* — участки позднегерцинской складчатости с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *11* — область позднегерцинской складчатости под покровом мезо-кайнозойского платформенного чехла; *12* — общие простирания в складчатых областях; *13* — разломы; *14* — юго-восточная граница развития соляных куполов; *15* — условные границы между крупными тектоническими элементами.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Выводы о тектонике Устюрта на основании анализа геофизических работ сделал Н. В. Неволин (1958_1). Некоторые результаты геофизических исследований в низовьях Аму-Дарьи описал Д. П. Касаткин (1955). Схему глубины залегания фундамента районов Султан-Уиздага и Бакантау привел А. А. Борисов (1958). С выводами о тектонике юго-восточного угла Русской платформы в ряде работ выступил М. П. Казаков (1957, 1958). На некоторых вопросах тектоники Северо-Западного Устюрта остановился Ю. М. Васильев (1958).

Результаты глубокого бурения на Южно-Эмбенском максимуме силы тяжести частично осветили в своих статьях Н. А. Калинин (1954), Г. Е.-А. Айзенштадт (1956), Н. А. Кудрявцев (1956), В. С. Днепров (1958). А. Л. Яншин (1955) на основании новых материалов бурения и геофизики на периферии Мугоджар и Южно-Эмбенском поднятии разработал вопрос о погружении к югу Уральской складчатой системы и о тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.

Наиболее полные данные о разрезе Южно-Эмбенского поднятия были опубликованы в статье Р. И. Грачева (1959).

Результаты сейсморазведочных работ в районе Северо-Западного Устюрта осветил П. И. Краев (1957).

Ряд геологических и геофизических данных о периферии Мугоджар и Северного Устюрта был сообщен авторами настоящей работы (Гарецкий, Шрайбман, 1956, 1958; Гарецкий, 1955, 1957, 1958; Шрайбман, 1957). А. Ш. Файтельсон (1958) привел пример сопоставления результатов комплексных геофизических исследований по профилю вдоль линии Оренбургской ж. д. от ст. Берчогур до ст. Саксаульская. Данные бурения в северной части Тургайской впадины обобщили Е. А. Мазина и др. (Геологическое строение СССР, 1958). Ценные материалы о глубине залегания и строении складчатого фундамента Тургайской впадины и некоторые выводы из них привели И. И. Горский и Н. И. Леоненок (1958). Важные выводы о тектоническом строении из материалов бурения и геофизики района Северо-Восточного Приаралья получил В. И. Самодуров (1957). Наконец, краткие обобщения по тектонике всей территории Туранской плиты были сделаны А. Л. Яншиным в соответствующем разделе объяснительной записки к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1: 5 000 000 (Шатский и др., 1957).

Перечисленные выше геофизические и геологические исследования (главным образом, аэромагнитные и гравиметрические, захватившие обширные территории, а также сейсморазведочные, электроразведочные и буровые, проведенные на ограниченных участках, но являющиеся опорными, эталонными) позволили впервые составить карту глубины залегания складчатого фундамента для всей территории северной части Туранской плиты и несколько по-новому осветить ее внутреннюю структуру.

Настоящая работа посвящена описанию составленных карт, краткому освещению фактического материала, положенного в их основу, и изложению методики интерпретации геофизических материалов для северной части Туранской плиты.

В заключение этой главы, для более полного представления о существующих взглядах на тектонику описываемой территории, мы приводим некоторые схемы строения ее фундамента, составленные предыдущими исследователями. Нами приводятся: последняя структурная схема А. Д. Архангельского (1941) в части, касающейся Прикаспийских степей (фиг. 1); схематическая тектоническая карта района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака (фиг. 2), составленная А. Л. Яншиным (1951); схема современной структуры Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаньской эпипалеогеновой геосинклинальной области (фиг. 3), опубли-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

кованная в монографии Б. А. Петрушевского (1955_2); юго-восточная часть схемы тектонического строения Прикаспийской впадины (фиг. 4) М. П. Казакова (1957); схема тектоники складчатого основания Устюрта (фиг. 5), составленная Н. В. Неволиным (1958_1). Какого-либо дополнительного описания этих схем мы не приводим, так как подписи под ними дают вполне достаточное объяснение их содержания.

В течение всего времени исследования мы постоянно пользовались консультациями и советами А. Л. Яншина, которому приносим свою искреннюю благодарность. Мы также признательны А. Е. Шлезингеру, В. И. Самодурову и В. Н. Гранкиной за помощь в работе.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Глава I

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА, ВЫХОДЯЩЕГО НА ПОВЕРХНОСТЬ ПО ПЕРИФЕРИИ И ВНУТРИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

1. Основные тектонические зоны южного окончания Уральской складчатой системы

Урал представляет собой одну из самых крупных линейных складчатых систем с очень выдержанным простиранием основных структурных элементов. Как и в более северных районах Урала, на южном его окончании выделяется ряд вытянутых в меридиональном направлении тектонических зон, различных по своему геологическому строению [1].

С запада на восток здесь можно различить следующие зоны: Актюбинского Приуралья, Осевую (Сакмарская и Уралтау), Зеленокаменную, Урало-Тобольскую, Прииргизскую и Аятскую.

Зона Актюбинского Приуралья. В зоне предгорий Урала развит полный разрез верхнедевонских, каменноугольных и пермских отложений. Для нее характерна правильная линейная складчатость и постепенное погружение осей всех складок к югу. Благодаря этому верхнедевонские отложения Зилаирского синклинория, относимые к граувакковой, аспидной формации (Келлер, 1949), по простиранию складок фестончато ныряют под каменноугольные, последние погружаются под отложения всех ярусов нижней перми, а еще дальше к югу на их продолжении появляются осадки верхней перми и нижнего триаса. В связи с таким кулисообразным погружением красноцветные породы верхней перми немного южнее широты Актюбинска почти вплотную подходят к древнему массиву Сакмарской тектонической зоны.

Таким образом, на крайнем юге Урала четко наблюдается, как зона краевого прогиба резко расширяется, разрастаясь на восток, в пределы Уральской геосинклинальной области. Каменноугольные и пермские молассы лежат здесь не на платформенных осадках, а на верхнедевонских породах Зилаирского синклинория. Как будет видно ниже, южнее под молассовые толщи прогиба погружаются и более восточные зоны Урала, т. е. здесь, на южном погружении Уральской складчатой системы, в конце

[1] Геологическое строение южного окончания Урала изучено Г. И. Водорезовым, Н. П. Херасковым, Б. А. Чухиным, А. Л. Яншиным, геологами Западно-Казахстанского геологического управления и другими авторами. По их материалам, главным образом по обзорам А. Л. Яншина (1951, 1953), дается настоящая глава.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

палеозоя развился типичный периклинальный прогиб[1], который можно назвать Южно-Уральским.

Осевая зона (Уралтау и Сакмарская). К востоку, отделяясь от предгорий Урала линией крупного надвига, расположена Сакмарская зона. В тектоническом отношении она тесно связана с зоной Уралтау. Уже на севере, в районе широтного отрезка р. Урал кристаллические сланцы Уралтау периклинально погружаются под комплекс пород Сакмарской зоны, снова появляются из-под него в пределах Орь-Илекского междуречья и опять скрываются под породами этого комплекса в бассейне р. Уиссыл-Кара — левого притока р. Орь. Сакмарская зона специфична для самой южной части Урала, так как уже у северной рамки листа М-40 комплекс пород этой зоны погружается под верхний девон Зилаирского синклинория и не имеет себе аналогов в более северных районах. Сакмарская зона характеризуется мощным геосинклинальным развитием нижнего палеозоя. Здесь распространены отложения разных отделов кембрия, выше которых развит полный разрез ордовика и готландия. Значительно меньше распространен девон, а карбон появляется лишь на южном погружении зоны, в районе верховьев левобережных притоков р. Орь. Время главной складчатости Сакмарской зоны приходится на верхний карбон — нижнюю пермь.

Антиклинорий Уралтау характерен выходом на поверхность кристаллических сланцев докембрия, которые на крайнем юге зоны слагают крупное антиклинальное поднятие Орь-Илекского водораздела. Южная часть этого поднятия перекрыта огромным пластообразным Кемпирсайским массивом ультраосновных пород. На широте Актюбинска в районе р. Уиссыл-Кара намечается погружение этого поднятия под палеозойские отложения. Древние породы Уралтау еще раз появляются на поверхность в виде небольшого выхода в верховьях р. Аксу.

На продолжении восточной части зоны Уралтау южнее широты Актюбинска возникает широкая Бакайская синклиналь, выполненная отложениями верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Здесь развиты также и конгломераты, возможно, верхнего карбона[2]. Отложения Бакайской синклинали почти целиком перекрывают древние породы зоны Уралтау.

Южным продолжением Бакайской синклинали является Предмугоджарский прогиб, осадки которого местами выходят у подножья Мугоджар. К северу от выхода р. Эмбы из гор в гряде Кзыладыр развиты конгломераты верхнего палеозоя, в которых, по данным Г. И. Водорезова (Водорезов, Яншин, 1947), в изобилии содержатся гальки известняка с фауной визе, намюра и низов среднего карбона.

На широте ст. Изембет все древние породы палеозоя и докембрия осевой зоны Урала погружаются под осадочные отложения нижнего карбона (данные бурения на южном погружении зоны Уралтау будут освещены ниже). Вероятно ранее они были перекрыты красноцветными породами верхней перми, сохранившимися сейчас в западном Примугоджарье лишь в грабене у западного подножья Мугоджарских гор.

---

[1] Периклинальными прогибами Н. П. Херасков предложил называть такие прогибы, которые развиваются не на платформенном (в отличие от краевых прогибов) а целиком на геосинклиальном основании в области погружения периклинали складчатой системы.

[2] А. Л. Яншин (1948, 1951) отмечал, что в Бакайском прогибе, по данным Г. И. Водорезова, развиты отложения верхнего карбона и сакмарского яруса нижней перми. Однако сборы фауны из верхней части разреза палеозойских пород по рекам Бакай и Кокпекты, проведенные здесь в 1955 г. А. Л. Яншиным и Р. Г. Гарецким, показали, что эти породы относятся к среднему карбону. Развитые в самых верхах разреза конгломераты содержат гальку с микрофауной нижнего и среднего карбона, являясь, возможно, верхнекаменноугольными.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Зеленокаменная зона. Следующая к востоку тектоническая зона геосинклинального развития (Зеленокаменная) сложена породами верхнего силура, девона и нижнего карбона, которые образуют два крупных антиклинория, разделенных на юге Берчогурской синклиналью. Западному, Жамантаускому антиклинорию соответствует главный хребет Мугоджар, который состоит из зеленокаменной эффузивной толщи с кремнистыми прослоями общей мощностью свыше 4000 м, относимой к готландию и нижнему девону. Мугоджарский горный хребет ограничен полосой крупных разломов. В этой зоне разломов узкими полосами развиты отложения верхнего и среднего девона, обычно отделенные разломами и от более древних зеленокаменных пород готландия и от молодых мезо-кайнозойских осадков периферии Мугоджар. На площади распространения девонских отложений, рассекая ее на две части, прослеживается своеобразная чрезвычайно узкая (от 50 до нескольких сотен метров ширины), но вытянутая на расстояние более чем в 150 км, пониженная в рельефе полоска красноцветных пород. Эти отложения, представленные мергелистыми песчанистыми глинами, песчаниками, иногда конгломератами, не отличимы от точно таких же красноцветных пород верхней перми, известных в районе соляных куполов Джилансаида, Мортука и других мест развития верхнепермских красноцветов. Полоса красноцветных пород западного подножья Мугоджар представляет собой грабен, зажатый между отложениями верхнего девона.

Зеленокаменными породами сложен и восточный, Жанганинский антиклинорий.

У северного центриклинального окончания Берчогурской синклинали, а также на ее крыльях выше зеленокаменной толщи сохранились породы среднего девона, представленные альбитофирами, их туфами, конгломератами и песчаниками с линзами известняков (со среднедевонской фауной), максимальной мощностью до 200 м.

Описанные отложения от готландия до среднего девона представляют собой нижний структурный ярус Мугоджар, для которого характерны сложные формы складчатости. Все отложения этого структурного яруса вплоть до среднего девона прорезаны различными кислыми и основными интрузиями (от оливиновых габбро-диоритов и норитов до плагиогранитов). Интрузии имеют доверхнедевонский возраст, так как их галька содержится в верхнедевонских отложениях этой зоны. Основная складчатость здесь имела место во второй половине среднего девона или в начале верхнего девона.

Отложения, выполняющие Берчогурскую синклиналь, относятся к другому структурному ярусу. Ни по фациям, ни по характеру тектоники они не могут быть названы типично геосинклинальными. По возрасту эти отложения относятся к верхнему девону и нижнему карбону. Для них характерны простые формы дислокаций, слабое проявление кливажа и почти полное отсутствие следов одновременного их отложению или более позднего вулканизма. Иногда отложения этого структурного яруса лежат настолько полого, что образуют отдельные столовые горы-останцы (гора Арал-Тюбе), столь характерные для участков горизонтального залегания мезо-кайнозойских осадков периферии Мугоджар. Верхний девон начинается конгломератами, которые содержат гальку всех более древних осадочных, эффузивных и интрузивных пород Мугоджар. Выше их развиты различные известковистые песчаники и известняки, которые в нижней части содержат франскую, а в верхней фаменскую фауну брахиопод. Отложения верхнего девона лежат резко несогласно на более древних породах от среднего девона до готландия. Общая мощность верхнего девона достигает 300—400 м. Кверху осадки его постепенно переходят в каменноугольные отложения, заполняющие всю центральную часть Берчогурской синклинали. В осадках карбона выделяют две свиты: нижнюю — берчогурскую и верхнюю — карабулакскую.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Берчогурская свита является угленосной. Она сложена, в основном, переслаиванием серых сидеритовых песчаников и темных аргиллитов. Прослои каменных углей подчинены аргиллитовым пачкам. До недавнего времени берчогурская свита, за исключением самых нижних ее слоев, считалась континентальной. Ее углям приписывалось речное происхождение (Афанасьев, 1938). Для самой северной части Берчогурской синклинали это предположение, по-видимому, правильно. Однако уже близ линии железной дороги в разных частях свиты были обнаружены тонкие прослои песчаников и мергелей с морской фауной. Бурение к югу от линии железной дороги, вскрывшее эту свиту под покровом меловых пород, обнаружило значительное увеличение количества и мощности прослоев с морской фауной. Здесь она состоит из переслаивания несомненно континентальных и морских отложений, т. е. представляет собой типичную паралическую угленосную формацию. Мощность свиты вдоль оси синклинали резко увеличивается с севера на юг от 480 м в наиболее северных разрезах до 1260 м у линии железной дороги.

Судя по остаткам фауны и флоры, берчогурская свита относится к нижнему и среднему турне.

В осевой части Берчогурской синклинали сохранились более высокие слои карбона, известные под названием карабулакской свиты. Она сложена чередованием мергелей, известняков, песчаников и глинистых сланцев и содержит ископаемую фауну верхнего турне и нижнего визе. Мощность свиты колеблется от 200 до 340 м.

К югу отложения карабулакской свиты увеличиваются в мощности и переходят в толщу почти сплошных известняков, в верхах которой была встречена фауна брахиопод верхнего визе или нижнего намюра.

Урало-Тобольская зона. Примерно к западу от меридиана 59°, отделяясь от зоны зеленокаменных пород крупным разломом, лежит широкая (в южной части около 55—60 км) Урало-Тобольская геоантиклинальная зона. В основном она сложена сильно метаморфизованными породами, по-видимому, архейского возраста: гнейсами, гнейсо-гранитами, различными кристаллическими сланцами, кварцитами и др. Все породы секутся многочисленными жилами пегматитов, аплитов и кварца.

На докембрии в виде узких меридиональных зон, ограниченных разрывами, залегают менее метаморфизованные породы, которые, судя по редким остаткам фауны, по крайней мере частично относятся к нижнему палеозою и силуру.

В пределах Урало-Тобольской зоны полностью отсутствует готландско-нижнедевонская зеленокаменная толща.

Более молодые осадочные отложения палеозоя известны лишь на севере Урало-Тобольской зоны. В южной же ее части они имеются только в одном месте — в бассейне р. Улу-Талдык. Здесь в грабенообразной депрессии на поверхности докембрийских пород лежит толща альбитофиров, их туфов и туфобрекчий с прослоями известняков в верхней части, общей мощностью до 1000 м, относимая по возрасту к среднему девону. К западу от полосы альбитофиров, отделяясь от нее разломом, залегает мощная (не менее 1000 м) толща моноклинально падающих к востоку серых известняков. Предполагалось, что верхняя часть этих известняков относится уже к верхнему карбону (Яншин, 1951, 1953). Однако определения послойных сборов фауны, сделанных здесь в 1956 г. Л. И. Киселевым, показали, что наиболее молодые слои известняков Улу-Талдыка относятся к мячковскому горизонту московского яруса среднего карбона.

Низы известняковой толщи принадлежат средневизейскому подъярусу. Известняки с резким несогласием и значительным перерывом (с конгломератами в основании) налегают на различные древние нижнепалеозойские и докембрийские породы.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Приведенные факты говорят о том, что Урало-Тобольская зона в палеозое была относительно приподнята и, по-видимому, в значительной степени консолидирована еще в докембрийское время.

В среднем палеозое Урало-Тобольская зона испытала дислокации преимущественно дизъюнктивного типа. Ее отдельные узкие полосы по разломам претерпели глубокое погружение, благодаря чему в них и сохранились мощные толщи альбитофиров и известняков.

Древние породы Урало-Тобольской зоны в ряде мест прорваны большими интрузиями послевизейских порфировидных гранитов, а у восточного края мелкими интрузиями щелочных сиенитов.

Отдельные небольшие выходы пород Урало-Тобольской зоны известны южнее их сплошного развития уже в пределах распространения мезо-кайнозойских осадков. Один из таких выходов древних пород был указан еще М. М. Пригоровским (1914) в долине р. Чит-Иргиз. Он представляет небольшую меридиональную грядку моноклинально падающих на восток кремнисто-серицитовых и актинолитовых сланцев. Это — эрозионный останец древнего мезозойского рельефа.

Прииргизская зона. Далее к востоку, вдоль меридиональной долины р. Улу-Иргиз протягивается еще одна зона Мугоджарского массива (Прииргизская) близкая к Урало-Тобольской зоне, но имеющая и ряд существенных отличий. В ней также еще выходят, а на севере даже широко развиты гнейсы и другие сильно метаморфизованные породы архея. Среди них отдельными полосами распространены менее метаморфизированные породы среднего палеозоя и протерозоя. На левом берегу р.Иргиз выше них развита толща верхнедевонских песчаников, конгломератов, реже алевролитов, с прослоями оолитовых известняков, мощностью в 800—900 м. Резко трансгрессивно и несогласно, вплоть до гнейсов архея, залегает мощная (около 1500 м) толща зеленокаменных эффузивов, близких к диабазово-спилитовой формации Зеленокаменной зоны, к которой она долгое время и относилась (Водорезов, Яншин, 1947; Яншин, 1951). Однако, судя по определениям брахиопод, найденных среди этих эффузивов, эта толща имеет визейский возраст (Бойцова и др., 1955). К востоку от р. Иргиз диабазово-спилитовый комплекс выше постепенно переходит в толщу кислых эффузивов, по-видимому, также визейского возраста, мощностью более 1000 м.

Наиболее молодые визе-намюрские известняки трансгрессивно и несогласно налегают на различные более древние породы и распространены на отдельных небольших участках.

Для Прииргизской зоны характерно наличие множества преимущественно меридиональных крупных разломов, представляющих крутые надвиги. Палеозойские отложения между разломами обычно залегают спокойно: моноклинально или синклинально. Наличие в Прииргизской зоне толщ среднего палеозоя позволяет рассматривать ее как зону геосинклинального развития.

Аятская зона. К востоку от Прииргизской геосинклинальной зоны палеозой на водораздельных пространствах перекрыт мощной корой выветривания и осадочными породами мела и палеогена. Выходы палеозоя прослеживаются только в глубине речных долин. В связи с плохой обнаженностью разрезы палеозойских отложений здесь недостаточно изучены, и по вопросу о выделении структурно-фациальных зон и проведении границ между ними существуют разные точки зрения (Вялова и Вялов, 1939; Херасков, 1948; Яншин, 1951, 1953; Горский и Леоненок, 1958 и др.). На крайнем востоке Уральской складчатой системы мы выделяем структурно-фациальные зоны в соответствии с последней работой Е. А. Мазиной и др. (Геологическое строение СССР, 1958), которая основана на изучении обнажений и анализе большого количества бурового материала. Сливающиеся к югу Шалкар-Ега-Каринский и Денисовский антиклинории мы

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

называем Аятской геоантиклинальной зоной. Отдельный выход пород Аятской зоны был обнаружен В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным (1940) среди третичных отложений к югу от р. Иргиз в урочище Жаманшин (мелкосопочник Жибынынтау).

Кустанайская зона. Восточнее выделяется Кустанайская геосинклинальная зона с развитием в ее пределах мощных вулканогенно-осадочных толщ палеозоя вплоть до низов визейского яруса карбона. Многочисленные интрузии относятся к герцинскому возрасту. Основная складчатость была герцинской, послеинжнекаменноугольной. Почти вся зона лежит в пределах Тургайской впадины и перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями.

2. Основные черты тектоники западной части Центрального Казахстана

Тектоника западной части Центрального Казахстана подробно описывалась многими исследователями (Шатский, 1938; Кассин, 1947; Сапожников, 1948; Кропоткин, 1950 и др.), а в недавнее время детально освещена в статьях А. А. Богданова (1954, 1959) и частично Ю. А. Зайцева (1957). По последним работам мы коротко опишем тектонику этого района.

На северо-западе Центрального Казахстана выделяется крупное К о к ч е т а в с к о е п о д н я т и е, центральная часть которого (Кокчетавский массив) сложена сильно дислоцированными докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, прорванными девонскими гранитоидами. Кокчетавский массив представляет собой часть крупного антиклинория, имеющего в общем широтное простирание. Отдельные складки докембрийских пород имеют длину до 40—60 км и ширину — 4—5 км. Кроме того, встречаются мелкие складки. В докембрии преобладают углы наклона слоев в 70—90°. Кембрийские породы развиты в синклинальных участках и имеют углы падения слоев в 30—70°. Ордовикские отложения образуют резко наложенную мульду.

Северо-западнее Кокчетавского антиклинория лежит Марьевский синклинорий, выполненный мощной серией осадочных и частично вулканогенных пород ордовика и имеющий общее северо-восточное простирание. Ордовикские породы образуют крутые складки, опрокинутые на северо-запад и пронизанные интрузиями гранитов.

Западное периклинальное окончание Кокчетавского антиклинория перекрыто девонскими и каменноугольными отложениями наложенной Ново-Михайловской мульды. Это — асимметричная синклиналь северо-восточного простирания с углами падения слоев северо-западного крыла 20—30° и юго-восточного — 60—70°.

В юго-западной части Кокчетавского поднятия выделяется Джаркаинагачский антиклинорий, сложенный кембрийскими и рифейскими (?) образованиями. В пределах антиклинория развиты крутые (углы падения слоев на крыльях 60—80°) складки востоко-северо-восточного простирания, достигающие в ширину 8—10 км при длине 60—80 км. Местами складки прорываются интрузиями гранитов и щелочных пород дотурнейского возраста. На западе развит ряд каменноугольных наложенных мульд.

Кокчетавский и Джаркаинагачский антиклинории разделяются глубоким Калмык-Кульским синклинорием, выполненным мощной толщей ордовикских пород и имеющим северо-восточное простирание. Он вытянут более чем на 270 км от р. Ишим на западе до бассейна р. Арчалы на востоке. Его ширина достигает 50—60 км. В его пределах выделяется большое количество складок с углами падения слоев до 30—70°. Вверх по разрезу характерно затухание дислоцированности пород: углы падения пород в низах ордовика равны 50—70°, а вверху толщи ордовика 25—35°. Интрузии в пределах синклинория сравнительно редки.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Кокчетавское поднятие, состоящее из ряда нижнепалеозойских сооружений — перечисленных выше антиклинориев и синклинориев,— на юге ограничено обширной (площадью около 60 тыс. км²) Тенизской впадиной с длинной осью около 300 км и короткой — до 200 км. Внутренняя структура последней состоит из значительного числа плоских широких мульд удлиненной и округлой форм и брахиантиклинальных складок. Обычно мульды имеют в поперечнике 25—30 *км*, хотя наиболее крупная (Ладыженско-Колутонская) достигает 80 км. Мульды разделяются седловинами, перемычками, куполами и пологими антиклиналями. Тенизская впадина выполнена девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями суммарной мощностью до 8000 м. Верхнепалеозойские молассовые отложения, развитые в центральных частях наиболее глубоких мульд, имеют мощность около 3500 м. По окраинам впадины в сводах антиклиналей выходят сложно дислоцированные нижнепалеозойские отложения. В пределах Тенизской впадины углы наклона слоев колеблются от 5 до 30°.

К юго-западу от Тенизской впадины расположено крупное меридионально вытянутое (более чем на 400 км) Улутауское поднятие, сложенное сильно метаморфизованными и дислоцированными толщами докембрийских и частично нижнепалеозойских пород. Здесь выделяется система антиклинориев и синклинориев (с запада на восток): Кияктинский, Байконурский, Майтюбинский, Карсакпайский, Арганатинский, Улутауский и др.

Древние толщи этого поднятия смяты в сложные складки с хорошо выдержанным меридиональным простиранием. Складки прорваны протерозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами и ультраосновными породами. Кроме того, здесь развиты раннедевонские гранитоиды. Девонские толщи залегают на более древних породах с резким угловым несогласием. Расположенный в северной части поднятия Арганатинский антиклинорий осложнен диагональным Каиндинским грабеном северо-западного простирания, описанным Г. И. Немковым (1953). Грабен сложен турнейскими и визейскими известняками, выходящими среди метаморфических толщ докембрия. Его протяженность 60 км, ширина 3,5—5 км.

Юго-восточнее Улутауского поднятия находится Джезказганская впадина, которая выполнена верхнедевонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. Отложения от среднего карбона до перми представляют молассовую формацию, выполняют наиболее прогнутую часть впадины и имеют мощность до 1500 м. В Джезказганской впадине преобладают брахискладки, ориентированные субширотно в восточной и преимущественно меридионально в западной ее части.

В западной части Центрального Казахстана типичный геосинклинальный режим развития закончился местами в ордовике, местами в силуре. Несогласно залегающие на этом древнем комплексе породы среднего палеозоя, разрез которого начинается средним или верхним девоном, а местами нижним карбоном, образуют пологие наложенные мульды и уже не подверглись, кроме приразломных зон, интенсивной складчатости. Поэтому западную окраину Центрального Казахстана обычно относят к области нижнепалеозойской складчатости, хотя она и отличается по истории тектонического развития от типичных каледонид (Шатский и др., 1957).

3. Складчатый фундамент других районов северной части Туранской плиты

Кроме описанных выше обширных площадей развития пород складчатого фундамента на юге Урала и в западной части Центрального Казахстана, в пределах изученной нами территории Туранской плиты имеются более

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

мелкие выходы на поверхность складчатого фундамента: северо-западный Каратау, кызылкумские горы (Букантау и др.), Султан-Уиздаг и ряд выходов на Мангышлаке.

Северо-Западный Каратау. В разрезе древних толщ Большого Каратау, являющегося продолжением северных дуг Тянь-Шаня, выделяется два комплекса пород: сильно метаморфизованный протерозойский, сложенный вулканогенно-осадочными породами, и менее метаморфизованный нижнепалеозойский, представленный только осадочными, преимущественно терригенными отложениями (Макарычев, 1957). В северо-западном Каратау среди пород нижнего комплекса развиты только мощные верхнепротерозойские отложения, которые распространены узкой полосой по северо-восточному склону хребта, отделяясь от более молодых пород нижнего и среднего палеозоя Главным каратауским разломом. Нижний палеозой, среди которого выделяются терригенно-карбонатные отложения кембрия и песчаниково-сланцевые породы ордовика, широко развит в пределах северо-западного Каратау и имеет большую мощность (до 5000 м). Оба комплекса сложно дислоцированы.

На нижнем палеозое с четко выраженным угловым несогласием залегает среднепалеозойский комплекс, состоящий из двух толщ: нижней — конгломератово-песчаниковой (средний и верхний девон) мощностью от 0 до 1000 м и верхней карбонатной (фаменский ярус — визейский ярус) мощностью до 2000—3000 м. Как показали исследования последних лет (Эз, 1954; Бронгулеев, 1957), тектоника среднепалеозойского структурного этажа не отличается той сложностью (большое количество надвигов и даже шарьяжей), которая ранее ему приписывалась (Галицкий, 1936, 1937, 1940 и др.). Крупные складки среднего палеозоя выделяются простотой, отчетливо выраженной брахиформностью и слабой линейностью.

Эти данные, так же как и факты сильного сходства разрезов нижнего палеозоя Большого Каратау с разрезами Малого Каратау (Макарычев, 1957; Буртман, 1958; Вонгаз, 1958) и среднепалеозойскими разрезами Байконурского синклинория Центрального Казахстана (А. Л. Книппер), а также почти полное отсутствие магматизма в среднем палеозое позволяют сделать вывод, о том, что Большой Каратау, как и западную окраину Центрального Казахстана, следует отнести к зонам, основная складчатость которых закончилась в нижнем палеозое.

Выход нижнепротерозойской метаморфической толщи в сопках Чаулинчи близ ст. Чиили, по-видимому, намечает собой новую геоантиклинальную зону развития той же нижнепалеозойской складчатой области Каратау.

Букантау. Палеозойские отложения Букантау наиболее полно изучены В. Д. Чеховичем (Чехович и др., 1956), М. Н. Соловьевой (1955) и другими.

Наиболее древние отложения гор Букантау принадлежат ордовику и силуру, породы которых выходят в виде выпуклой к северу полосы узкого вытянутого горста. Они представлены песчаниками и сланцами. Также ограничены разломами небольшие поля развития сланцев среднего девона, известняков верхнего девона, песчано-сланцевых толщ верхнего девона — нижнего карбона. Вся толща местами прорвана верхнепалеозойскими интрузивными породами различного состава. Эти породы среднего палеозоя смяты в крутые линейные складки преобладающего северо-западного простирания и через Нуратинские и Зиатдин-Зирабулакские горы тесно связаны с герцинскими складчатыми толщами южных дуг Тянь-Шаня.

К северу от разлома, ограничивающего среднепалеозойские породы Букантау, довольно широко распространены песчанико-конгломератовые и алеврито-аргиллитовые отложения среднего карбона, наиболее высокие слои которого относятся к каширскому горизонту московского яруса.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Эти отложения можно рассматривать как молассовую формацию депрессии, развившейся к северу от герцинид Букантау. Молассовая среднекаменноугольная формация подножий Букантау говорит о том, что основная складчатость и общее поднятие южных дуг Тянь-Шаня произошли, вероятно, еще в среднем карбоне.

Султан-Уиздаг. Геологическое строение Султан-Уиздага известно по работам А. В. Пэка и А. Н. Чуракова (1936), Я. С. Висьневского (1940, 1950), А. М. Виленского (1958) и др.

Самыми древними породами являются биотитовые гнейсы и мраморы, слагающие восточный конец хребта. В средней части хребта выше залегают кварциты, а на западе развиты наиболее молодые эффузивно-туфогенные породы. Метаморфические породы Султан-Уиздага прорваны разнообразными интрузивными породами. Метаморфическая толща хребта по возрасту относится к среднему палеозою (в ней обнаружены остатки фауны верхнего силура, среднего и верхнего девона). Общая мощность толщи около 10 000 м.

Складчатые образования Султан-Уиздага представляют продолжение погружающихся герцинских дуг Южного Тянь-Шаня. На большей части хребта складчатые структуры имеют северо-западное простирание и лишь у его западного окончания резко изменяют свое направление на северо-северо-западное.

Мангышлак. В своде антиклинальных структур хребтов Каратау, Каратаучика, гряд Карашек и Карамая обнажается каратауский комплекс слабо метаморфизованных терригенных пород пермского и триасового возраста, подразделяемый на ряд свит (Алексейчик, 1941; Мокринский, 1952; Корженевский, 1956; Кипарисова, 1958 и др.). Общая мощность комплекса составляет не менее 8000 м. В каратауском комплексе содержится значительное количество песчаных и конгломератовых пород. В Восточном Каратау толща пород вплоть до подошвы антраконитовой свиты среднего — верхнего триаса имеет континентальное происхождение. Породы каратауского комплекса представляют осадки глубокого межгорного прогиба, смятые в позднегерцинское время в сложную систему складок.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Глава II

ПОРОДЫ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА, ВСКРЫТЫЕ БУРЕНИЕМ ПОД ПЛАТФОРМЕННЫМ ЧЕХЛОМ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ [1]

Южно-Эмбенский гравитационный максимум. На Южно-Эмбенском гравитационном максимуме, расположенном на северо-западной окраине описываемой территории, был пробурен ряд глубоких скважин. Работы, в которых описаны их разрезы, упоминались выше.

Более древние, чем кунгур, отложения палеозоя в этом районе были вскрыты под средней юрой глубокими скважинами, расположенными на Торасайском погребенном поднятии. Самая южная скв. 7 на глубине 2250 м вошла в толщу переслаивающихся буровато-серых аргиллитов и зеленовато-серых полимиктовых песчаников, которые имеют углы падения слоев до 45—50°. Остатки остракод и редких пелеципод говорят о верхнедевонском возрасте этих пород. По литологической характеристике и условиям залегания вскрытые отложения напоминают верхи девона самых западных, приплатформенных частей Зилаирского синклинория Урала. Над ними была обнаружена 50-метровая пачка переслаивания серых аргиллитов, тонкозернистых песчаников и глинистых известняков, с углами падения слоев в 20—25°, со спорами и пыльцой самых низов карбона.

Расположенная в 4 км севернее, скв. 4 на глубине 2160 м под юрой вошла в мощную (более 750 м) нижнекаменноугольную толщу переслаивающихся серых аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и, реже, конгломератов; слои этой толщи падают под углами 10—14°. Литологически она также сходна с зилаирской свитой западного склона Урала.

Глубокая разведочная скв. 3, лежащая в 7 км к северу от скв. 4, на глубине 2045 м вскрыла под юрскими отложениями известняки низов верхнего карбона (мощностью 250 м), ниже — известняки и мелкозернистые песчаники московского яруса (450 м), известняки и аргиллиты окского и серпуховского подъярусов (435 м). В основании разреза скважины расположена пачка аргиллитов, алевролитов и песчаников тульского горизонта визе со вскрытой мощностью в 40 м. Углы падения слоев в керне незначительны и не превышают 6°. Тектонический анализ разреза этой скважины, проведенный А. Л. Яншиным (1955), показал, что отложения скв. 3 типичны для платформы и принадлежат Южно-Эмбенскому краевому плакантиклиналу Русской платформы. Отложения верхнего карбона, аналогичные вскрытым в скв. 3, были обнаружены и в скв. 2а.

[1] Расположение большинства скважин, упоминаемых в этой главе, показано на фиг. 7.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Между скв. 4 и 3 как по данным геофизических работ, так и по резкому различию их разрезов можно предполагать крупный разлом.

В опорной скв. 5 и разведочной 1а была обнаружена толща немых терригенных карбонатных пород вскрытой мощностью 565 м, условно относимая Р. И. Грачевым (1959) к артинскому ярусу. Она состоит из следующих пачек (снизу вверх):

1) чередование темно-серых глин, песчаников, мелкогалечных конгломератов и гравелитов (вскрытая мощность 400 м);

2) перекристаллизованные серые доломиты (вскрытая мощность 110 м);

3) серые известняки (видимая мощность 35 м);

4) темно-серые глины с прослоями мелкозернистых песчаников (видимая мощность 20 м).

К северо-востоку от горы Жилтау на погребенном поднятии Жанасу объединением «Казахстаннефть» были пробурены две глубокие разведочные скважины, одна из которых (скв. 10) обнаружила под юрскими отложениями на глубине 1850 м мощную сероцветную толщу конгломератов (галька, главным образом кремнистых и эффузивных пород), песчаников и аргиллитов, прошла 741 м и не вышла из этой толщи. На основании спорово-пыльцевого анализа и определения водорослей эта толща может быть отнесена к самым верхам фаменского яруса или слоям «этрен» основания турнейского яруса. Вскрытая скв. 10 толща грубообломочных пород напоминает толщу скв. 4 Торасайского поднятия.

Скв. 11, заложенная в 2 км к северо-востоку он скв. 10, на глубине 2020 м также под юрскими породами вскрыла серые аргиллиты, песчаники и конгломераты фаменского яруса (по спорово-пыльцевым определениям). Конгломераты, несомненно, принадлежат той же толще, что и породы скв. 10. На глубине 2513 м и до забоя (2693 м) была вскрыта пачка переслаивающихся аргиллитов, известняков и тонкозернистых песчаников (с углами падения слоев до 70°), а ниже — глинистые известняки с франской фауной фораминифер и брахиопод. Пачка переслаивающихся аргиллитов, известняков и песчаников сходна с породами, известными в низах разреза скв. 7 на Торасайском поднятии.

По формационному характеру (граувакковая, аспидная формация) и условиям залегания породы верхнего девона, вскрытые скважинами на Жанасу, имеют много общего с верхнедевонскими отложениями той же формации приплатформенных частей Зилаирского синклинория Урала.

Перифирия Мугоджар. На периферии Мугоджар под мезо-кайнозойским чехлом во многих местах были вскрыты породы складчатого фундамента.

Древние интрузивные породы осевой зоны Уральской складчатой системы были вскрыты на Изембетской антиклинали, в 30 км к югу от ст. Эмба и на Кокпектинской антиклинали. На Изембетской антиклинали глубоким бурением (трест «Актюбнефтеразведка») под мощной толщей осадочных пород верхнего девона и нижнего карбона на глубине 1750—1896 м были обнаружены амфиболиты и змеевики. Аналогичные амфиболиты были вскрыты крелиусной скважиной прямо под неокомскими отложениями на глубине 326 м в 30 км к югу от ст. Эмба. Еще более приближаются к поверхности уралтауские породы на Кокпектинской антиклинали, где на глубинах в 150—400 м расположен обширный ультрабазитовый массив, вскрываемый скважинами обычно прямо под неокомом или юрой (Гарецкий, 1957).

Терригенные осадочные отложения палеозоя были вскрыты бурением в пределах Изембетской, Теректысайской, Жартыкульской и Кокпектинской структур. На Изембетской складке скв. Г-6 в интервале 200—1750 м была пройдена терригенная сероцветная толща, близкая зилаирской свите, которая сложена пес-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

чаниками, алевролитами и аргиллитами и залегает на амфиболитах. По данным спорово-пыльцевого анализа, эта толща относится к верхнему девону (А. К. Замаренов, В. В. Липатова, Е. Ф. Шаткинская). По данным тех же геологов, на Изембетской структуре в других скважинах обнаружена литологически сходная с верхнедевонской толща сероцветных аргиллитов, глин, песчаников, алевролитов и конгломератов, реже известняков и доломитов, содержащая споры и пыльцу нижнего карбона. Вскрытая истинная мощность толщи — 1200—1300 м.

Широтный профиль крелиусных скважин, проведенный от ст. Изембет до подножья Мугоджарских гор, показал, что на всем протяжении профиля под различными горизонтами меловых отложений залегают аналогичные сероцветные породы, возраст которых заключается в интервале верхний девон — нижняя пермь (Яншин, 1955).

Аналогичные породы были обнаружены бурением и на Теректысайской антиклинали к северу от ст. Эмба, где они сложены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с редкими углистыми прослоями. Органические остатки в них не были найдены, но эти породы имеют большое литологическое сходство с нижнекаменноугольными отложениями изембетских скважин и турнейской берчогурской свитой Берчогурской синклинали (Гарецкий, 1955).

Видимо, та же нижнекаменноугольная толща была вскрыта несколькими скважинами еще южнее на Жартыкульской складке, где она также представлена сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали выше змеевиков была обнаружена пачка песчаников, конгломератов и аргиллитов, в которых был найден отпечаток брахиоподы нижнекаменноугольного облика. Здесь же были вскрыты красноцветные конгломераты, имеющие большое литологическое сходство с осадками верхней перми Актюбинского Приуралья.

К западу от Кокпектинской антиклинали в опущенном крыле рассекающего ее продольного разлома, под мезо-кайнозоем рядом глубоких скважин была вскрыта мощная осадочная толща палеозоя. Непосредственно у разлома одна из скважин вошла в крутонаклоненные (до 70°) слои аргиллитов, алевролитов и известняков фаменского яруса верхнего девона со вскрытой мощностью в 46 м, которые можно отнести к формации типа граувакковой Зилаирского синклинория. В других, более удаленных от разлома скважинах была обнаружена мощная толща известняков, доломитов, реже аргиллитов визейского и намюрского ярусов нижнего карбона. Слои ее имеют наклон до 50°. Вскрытая истинная мощность толщи равна 425 м. Описанные выше породы верхнего девона и нижнего карбона в виде клина зажаты между основным разломом западного крыла Кокпектинской антиклинали и отходящим от него к западу дополнительным. Уже в 2,3 км от основного разлома скважина не вышла из 625-метровой песчано-конгломератовой толщи артинского яруса нижней перми. Скважина, находящаяся в 3 км западнее, прошла 464 м почти горизонтально залегающих ангидритов, доломитов, аргиллитов и песчаников тастубского горизонта сакмарского яруса, 895 м известняков, доломитов, аргиллитов и песчаников швагеринового горизонта и вошла на 150 м в песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки псевдофузулинового горизонта верхнего карбона. Все эти отложения нижней перми — верхнего карбона обеих скважин скорее всего представляют молассовые осадки Южно-Уральского переклинального прогиба. Правда, разрез последней скважины имеет ряд платформенных черт.

На продолжении Главного хребта Зеленокаменной полосы Мугоджар, в своде южного окончания Чушкакульской антиклинали, двумя скважинами на глубинах соответственно 609 и 490 м в первой скважине прямо под неокомом и во второй под нижней юрой была вскрыта

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

толща красноцветных песчаников, конгломератов и аргиллитов, литологический состав которых говорит скорее всего о их верхнепермском возрасте. Мощность толщи (с учетом углов падения слоев, достигающих 60—65°) равна 175 м. Эти отложения могут быть отнесены к верхнепалеозойской молассовой формации Южно-Уральского периклинального прогиба. Под верхнепермскими красноцветами обе скважины вскрыли однородную толщу темноцветных туфопесчаников и туфов, литологическая характеристика которой позволяет отнести ее к среднему девону. Одна из скважин прошла 1188 м, так и не вскрыв подошвы этой толщи.

На п-ове Куланды, в западной части свода Куландинской антиклинали опорная скважина под толщей, предположительно относимой к нижней юре — верхнему триасу (зеленые плотные глины с редкими пятнами красно-бурых глин с горизонтом гравелитов в основании и зеленовато-серые песчаники и алевролиты), на глубине 1305 м вскрыла толщу пестроцветных (красно-бурых и зеленых) грубозернистых полимиктовых песчаников, предположительно верхней перми, а с глубины 1640 м — толщу еще более грубозернистых светло-серых песчаников и гравелитов с редкими прослоями черных аргиллитов, по-видимому, нижнепермского возраста. Эти отложения относятся к молассовому комплексу верхнего палеозоя.

Тургайская впадина. В северной части Тургайской впадины, особенно в пределах Кустанайской седловины, пробурено очень большое количество скважин, вскрывших складчатый фундамент на незначительных глубинах — от первых десятков до первых сотен метров. Скважин, вскрывших фундамент, настолько много, что Е. А. Мазина и др. смогли по их данным составить схематическую геологическую карту палеозоя, которая легла в основу построенной тектонической схемы палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба (Геологическое строение СССР, 1958).

К востоку от обнаженной части Урала под осадочным чехлом Е. А. Мазина и др. выделяют Кустанайский синклинорий, выполненный в основном нижнекаменноугольными и, возможно, верхнедевонскими отложениями. С востока Кустанайский синклинорий ограничен разломом, который проходит в районе р. Убаган — оз. Кушмурун. Западнее разлома складчатый фундамент как по составу слагающих его пород, так и по простиранию и характеру структур, родственен уралидам, восточнее него— ближе к структурам Центрального Казахстана.

В зоне сочленения Уральской и Центральноказахстанской систем отмечается большое количество крупных гранитных интрузий и многочисленных дизъюнктивных нарушений. Непосредственно к востоку от этого разлома на обширной площади с центром в районе оз. Кушмурун обнаружена своеобразная толща, сложенная эффузивно-осадочными породами нижнетриасового — верхнепермского возраста. Наибольшая вскрытая ее мощность достигает 350 м (Сигов, 1954; Гладковский и др., 1952, 1955; Бер, 1958).

Непосредственно к северо-востоку от Кустанайского синклинория расположен Убагано-Ефимовский антиклинорий, в пределах которого выделяются участки, сложенные предположительно породами докембрия, и участки с развитием пород нижнего палеозоя. Эти отложения смяты в крутые складки. Структуры антиклинория имеют северо-северо-восточное простирание и тесно связаны со структурами Центрального Казахстана. На юге древние породы Убагано-Ефимовского антиклинория перекрываются эффузивно-осадочными отложениями района оз. Кушмурун и отложениями нижнего карбона.

Восточнее по р. Ишим известны выходы ордовикских отложений Марьевского синклинория, продолжение которого намечается под осадочным

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

покровом далее к юго-западу. На юге он сливается с осадками Калмык-Кульского синклинория.

Восточное и южное Приаралье. В северо-восточном Приаралье складчатый фундамент впервые был вскрыт на правобережье Сыр-Дарьи в пределах Тюратамской и Кемесалганской антиклиналей пятью скважинами на глубинах от 414 до 640 м (Самодуров, 1957; Воскобойников, 1957). Здесь породы фундамента сложены аргиллитами, алевролитами и песчаниками со значительной примесью туфогенного материала и с прослоем роговообманкового порфирита. Углы падения пород достигают 70°. На основании спорово-пыльцевых определений эти породы относятся к триасу, а со структурной точки зрения — скорее всего к нижнему, и, возможно, среднему триасу.

По-видимому, того же возраста породы были вскрыты на глубине 897 м скважиной, заложенной на бугре Аккыр в 130 км к югу от ст. Майлибаш Оренбургской ж. д. Складчатый фундамент здесь также сложен плотными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с углами падения слоев до 60—70° (данные В. И. Самодурова).

В 1958 г. одной из скважин, пробуренных трестом «Актюбнефтеразведка» в г. Аральске, были вскрыты на глубине 722 м эффузивные породы, которые, по-видимому, следует отнести к нижнему карбону и считать принадлежащими Кустанайской зоне.

К юго-востоку от Аральского моря, в Тахта-Купыре скважиной Узбекского геологического управления под песчанико-алевролитовой толщей нижнего мела с глубины 950 м был поднят керн аргиллита и песчаника палеозойского возраста.

В юго-восточной части плато Устюрт в своде Айбугирской антиклинали Союзной геологопоисковой конторой была пробурена скважина, которая под юрскими отложениями на глубине 780 м обнаружила красноцветные сильно уплотненные песчаники и аргиллиты, имеющие большое литологическое сходство с породами пермо-триасового каратауского комплекса Мангышлака (данные О. А. Кузьминой).

Периферия Мангышлака. На п-ове Бузачи глубокая скважина, пробуренная трестом «Мангышлакнефтеразведка» на Кызанской антиклинали, под осадочным мезо-кайнозойским чехлом на глубине 1350 м вскрыла однообразную толщу переслаивающихся довольно уплотненных бурых и серовато-бурых полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, красновато-бурых алевролитов и аргиллитов. Углы падения слоев достигают 25—30°. По литологическому составу породы Кызана наиболее близки пермо-триасовым отложениям Мангышлака. Их пройденная мощность равна 850 м (данные А. Е. Шлезингера и В. П. Токарева).

К западу от крайнего выхода каратауских пород на поверхность в районе Каратаучик, уже в пределах п-ова Тюбкараган, на Тюбеджикской антиклинали, были пробурены две глубокие скважины, которые на глубинах 810 и 880 м вскрыли складчатый фундамент. Он сложен темными известковистыми доломитами, известняками и мраморами, которые, по мнению А. Е. Шлезингера, на основании литологического сходства можно сопоставить с породами средне- и, возможно, верхнетриасовой акмышской свиты каратауского комплекса хребтов Каратау.

В своде Беке-Башкудукской антиклинали скважина на глубине немногим больше 500 м вошла в породы каратауской серии.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Глава III

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

1. Некоторые вопросы методики использования геолого-геофизических данных для выяснения внутреннего строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты

Как уже отмечалось, территория северной части Туранской плиты была изучена широким комплексом геофизических методов разведки. Результаты этих работ могут быть использованы как для расшифровки внутреннего строения складчатого фундамента, так и для ориентировочного определения глубины залегания его поверхности. В настоящей главе излагаются основные пути решения первой из этих двух задач.

Вся северная часть Туранской плиты изучена аэромагнитной съемкой. Поэтому результаты этого метода исследований положены в основу районирования территории по характеру геофизических полей. Известно, что характер магнитного поля в основном определяется петрографическими особенностями и связанными с ними магнитным свойствами пород складчатого фундамента. Этот факт дополнительно подчеркивает преимущества данных магнитной разведки в вопросах выяснения его внутренней структуры.

На вопросах природы гравитационных аномалий мы остановимся подробнее ниже, однако бесспорно, что петрографическая неоднородность складчатого фундамента оказывает значительное влияние на характер гравитационного поля. Поэтому данные гравиразведки также играют важнейшую роль в вопросах выяснения внутренней структуры фундамента.

Следовательно, различные по своей внутренней структуре зоны будут отображаться в большинстве случаев и различными по своему характеру зонами магнитного и гравитационного полей. Таким образом, выделение аномальных зон магнитного и гравитационного полей приводит к оконтуриванию площадей, характеризующихся различным геологическим строением фундамента.

В основу классификации аномальных зон магнитного и гравитационного полей положены: знак аномалии, ее интенсивность, величина горизонтальных градиентов напряженности полей, форма аномалии и ее простирание (для линейных аномалий). При районировании территории северной части Туранской плиты учитывались все эти признаки, однако в каждом отдельном случае наиболее характерный признак являлся определяющим и ему отдавалось предпочтение как признаку, по которому наблюдается наиболее резкое различие зон.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Отдельные признаки, как, например, преобладающее направление простираний аномалий, характеризуют крупные районы, относящиеся к целым складчатым системам, и по ним представляется возможным выделять прежде всего тектонические зоны первого порядка.

При выделении погребенных тектонических зон, кроме характера магнитного и гравитационного полей, учитывались и особенности структур платформенного чехла, выявленные или по геологическим наблюдениям, или же по геофизическим детальным работам. Принципиальная возможность использования структурного плана платформенного чехла при тектоническом районировании складчатого фундамента северной части Туранской плиты вытекает из доказанного для этой территории унаследованного развития большинства структур чехла [1]. Таким образом, при тектоническом районировании северной части Туранской плиты привлекался весь комплекс геолого-геофизических исследований.

Вторым этапом исследования является выяснение вероятного геологического строения выделенных аномальных зон магнитного и гравитационного полей.

Для решения этого вопроса особенно ценным является анализ магнитного и гравитационного полей на участках выхода фундамента на поверхность, где его структуры изучены геологическими методами. Выясненные здесь закономерности геофизических полей можно проследить на территории, покрытой молодыми осадками, и таким образом расшифровать геологическое строение складчатого фундамента закрытых районов. Так, например, на участках, где обнажаются породы складчатого фундамента (южное погружение Урала, Каратау и др.) устанавливается отчетливое прямое соответствие простираний выявленных здесь крупных палеозойских структур с направлениями осей магнитных и гравитационных аномалий.

Эти направления могут быть прослежены на территориях, покрытых платформенным чехлом, и они, таким образом, наметят подземные продолжения крупных складчатых структур фундамента и позволят определить границы складчатых систем. Другие признаки геофизических полей позволяют разграничить отдельные структурно-фациальные зоны внутри складчатых систем.

Совокупность полосы высоких значений градиентов силы тяжести и четких линейных положительных магнитных аномалий всегда трактовалась как отражение разломов в фундаменте. Иногда для проведения предполагаемого погребенного разлома приходилось довольствоваться и одной из этих особенностей геофизических полей. При этом с целью более твердого обоснования разломов в фундаменте учитывались геологические и геофизические данные о строении осадочного чехла (наличие флексур и сбросов, зон потери корреляции на сейсмических лентах и др.).

Следует отметить, что установленное четкое соответствие простираний структур осадочного чехла направлениям осей магнитных и гравитационных аномалий (фиг. 6) является еще одним доказательством унаследованного развития структур платформенного чехла (по крайней мере несомненную унаследованность их простираний).

---

[1] Тектоника платформенного чехла, хотя и имеет огромное значение для расшифровки строения складчатого фундамента, нами детально не описывается. Это вызвано тем, что такое описание представляет специальную задачу и в настоящее время является предметом монографии, которая подготавливается к печати коллективом сотрудников Геологического института АН СССР. Поэтому на вопросе о структуре платформенного чехла мы останавливались только в тех случаях, когда это требовалось для обоснования тех или иных предположений о погребенной структуре складчатого фундамента.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

На территории, значительно удаленной от обнаженных участков фундамента, особое значение приобретают результаты проведенных здесь немногочисленных буровых и детальных геофизических (электроразведочных и сейсморазведочных) работ. Выявленные на основании этих работ данные о строении фундамента на небольших участках по характерным признакам магнитного и гравитационного полей могут быть распространены на смежные территории.

В силу ограниченности фактического материала некоторые зоны фундамента могут быть только оконтурены, и их геологическая природа к настоящему времени может быть определена лишь весьма приближенно.

2. Погребенные границы основных тектонических областей

а) О границе между Русской платформой и Туранской плитой

Для правильного проведения юго-восточной границы Русской платформы большое значение имеет решение вопроса о тектонической природе Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. В настоящее время по этому вопросу высказываются весьма различные взгляды.

До 1952 г., когда суждения о природе Южно-Эмбенского гравитационного максимума базировались, главным образом, на данных гравиметрии, существовали три основные точки зрения:

1) Южно-Эмбенский максимум рассматривался как отражение погребенных герцинид, связывающих Урал (его Зеленокаменную зону) через Чушкакульскую антиклиналь с Донбассом (Архангельский и др., 1937; Архангельский, 1941); 2) отрицалось такое структурное соединение зоны Южно-Эмбенского максимума через Чушкакульскую антиклиналь с Уралом; максимум объяснялся присутствием в разрезе кунгурских отложений тяжелых ангидритов (Яншин, 1945; 1948; 1951); 3) предполагалось, что Русская платформа с докембрийским складчатым основанием простирается далеко на юг до складчатой зоны Мангышлака и включает п-ов Бузачи и Северный Устюрт (Косыгин, 1952).

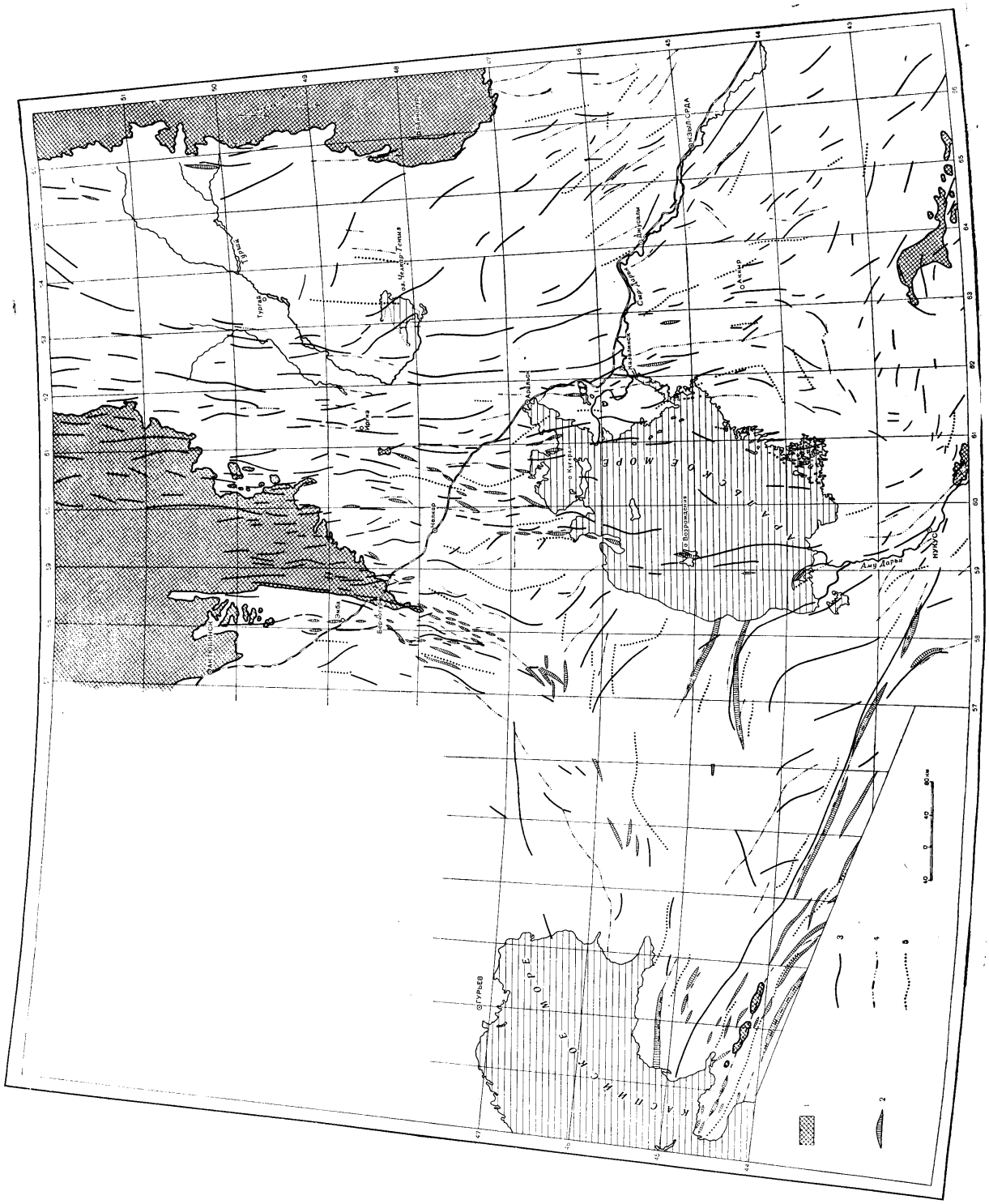
Несмотря на то, что к настоящему времени на Южно-Эмбенском максимуме проведены аэромагнитная и гравиметровая съемки, сейсморазведочные работы и пробурен ряд глубоких опорных и разведочных скважин, сейчас нет единого мнения о его тектонической природе; продолжают высказываться все ранее отмеченные взгляды, появились некоторые новые, хотя, как нам представляется, отдельные точки зрения на основании существующих фактических материалов могут быть отвергнуты.

Первые новые геологические материалы были опубликованы Н. А. Калининым (1954), который, на основании сейсморазведочных данных и анализа разреза скв. 3 Тугаракчана, пришел к выводу о том, что Южно-Эмбенский максимум связан с погребенным платформенным поднятием палеозоя. А. Л. Яншин (1955), проведя тектонический анализ скв. 3 Тугаракчана, убедительно показал, что породы этого разреза действительно принадлежат платформенному поднятию — Южно-Эмбенскому краевому плакантиклиналу докембрийской Русской платформы. В дальнейшем на тектонической карте СССР (Шатский и др., 1957) А. Л. Яншин на основании полученных к этому времени данных бурения скв. 4 и сейсмических профилей провел границу Русской платформы по предполагаемому разлому, рассекающему сводовую часть Южно-Эмбенского плакантиклинала, южнее которого, возможно, развиты молассы краевого прогиба.

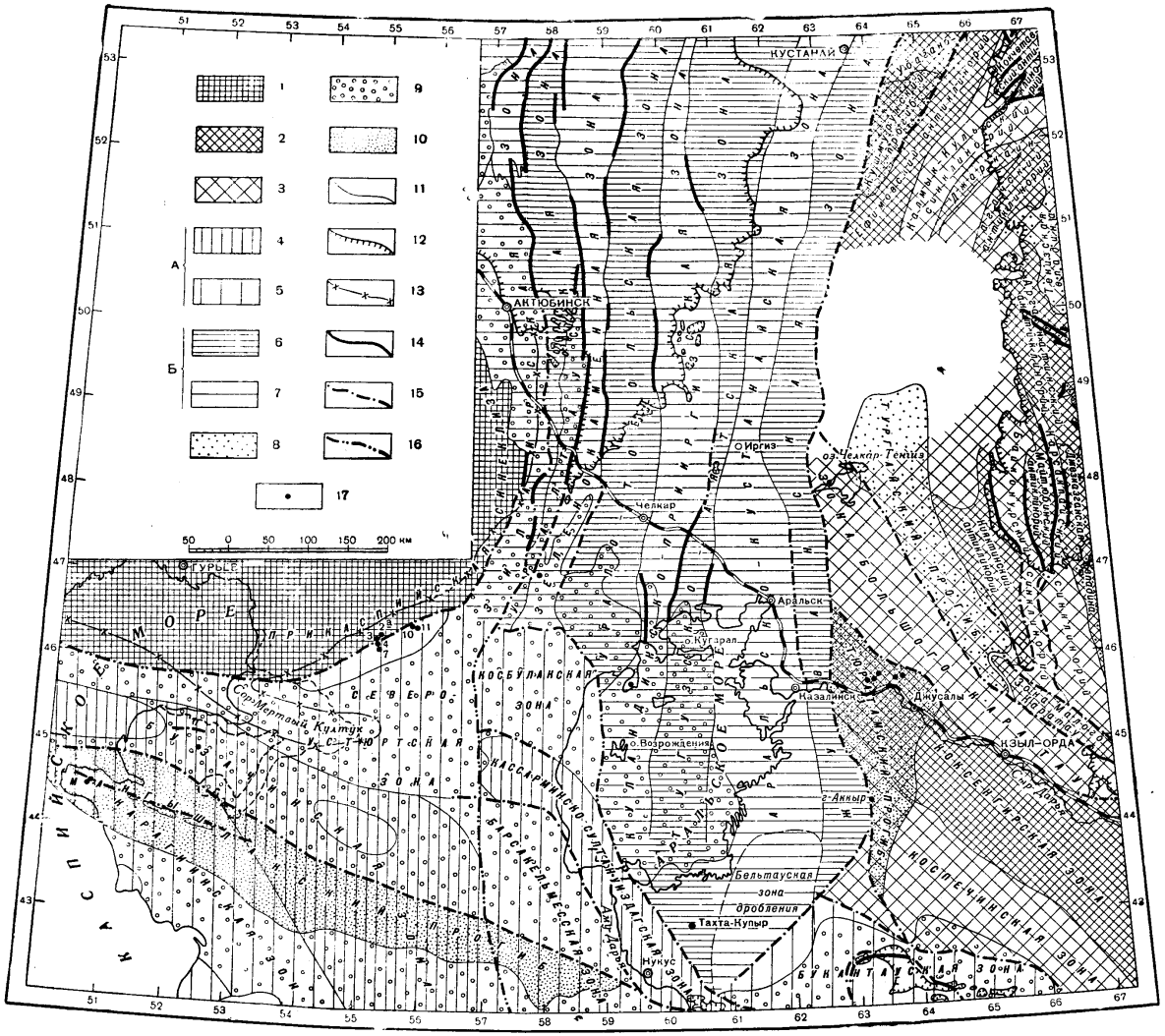
Высказанный Ю. А. Косыгиным взгляд о том, что Русская платформа простирается далеко на юг до складчатой зоны Мангышлака, в настоящее время поддерживается группой геологов ВНИГРИ (Б. Ф. Дьяков,

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9


Каспийское море
Аральское море
Приаральские Кызылкумы
Устюрт
Мангышлак
Челекен
Красноводский п-ов
Грозный
Баку
Кировск
Кунград
Чимбай
Нукус
Турткуль
Муйнак
Аральск
Казалинск
Форт-Шевченко
Гурьев
Эмба
Темир
Ембетау
Сев. Устюрт
Ю. Устюрт
Ю. Возрождения
Ю. Аральская
Ю. Челкар-Тенгиз
Ю. Эмбинская
Ю. Сагиз
Ю. Сарыкамыш
Ю. Акчалак
Ю. Акшабулак

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9


А
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
50 0 50 100 150 200 км
КУСТАНАЙ
АКТЮБИНСК
Иргиз
оз. Челкар-Тенгиз
Челкар
Аральск
Кугуап
Казалинск
Джусалы
КЫЗЫЛ-ОРДА
г. Аккыр
о. Возрождения
Бельтауская зона дробления
Тахта-Купыр
Кукус
ГУРЬЕВ
АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
Сор Мертвый Култук
Сор Жаксы-Жылан
Сор Аккыр
Сор Кауды
Сор Жалтырколь
Сор Кокарал
Сор Жанаказган
Сор Кокжиде
Сор Жаксы-Жылан
Сор Кокарал
Сор Кауды
Сор Аккыр
Сор Жалтырколь
Сор Жанаказган
Сор Кокжиде
Сор Мертвый Култук

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

В. С. Днепров [1] и др.). Во втором издании своей работы Ю. А. Косыгин (1958), излагая взгляды А. Л. Яншина на границу Русской платформы, уже не продолжает ее до Мангышлака, однако он пишет, что вопрос о том, как располагается южная граница Русской платформы к югу от Южно-Эмбенского поднятия, пока остается открытым.

Э. Э. Фотиади в ряде работ (1956, 1958) включает Южно-Эмбенский гравитационный максимум в пределы Русской платформы, а границу последней проводит примерно от северного края п-ова Бузачи к юго-западному берегу Аральского моря и вдоль чинка Устюрта на север. В районе Северного Устюрта он предполагает наличие североустюртского выступа Русской платформы.

Н. В. Неволин (1958$_1$, 1958$_2$), соглашаясь с точкой зрения Н. А. Калинина и А. Л. Яншина о платформенном разрезе каменноугольных отложений скв. 3, относит породы низов карбона — верхнего девона скв. 4 и 7 к формациям краевого прогиба и отсюда делает вывод о том, что непосредственно к югу от Южно-Эмбенского гравитационного максимума проходит субширотный краевой прогиб. Правда, на помещенной тут же схеме он намечает границу Русской платформы в виде коленообразного выступа, заходящего далеко на юг, в пределы северо-западного Устюрта, а краевой прогиб рисует еще южнее, непосредственно у северного края п-ова Бузачи.

М. П. Казаков (1957, 1958) считает, что Южно-Эмбенское поднятие представляет собой структуру передового прогиба и целиком включает его в район геосинклинального склона передового прогиба погребенных герцинид северобузачинской и чушкакульской ветвей, а границу Русской платформы проводит значительно севернее, непосредственно к юго-востоку от среднего течения р. Эмба.

Внутри Прикаспийской впадины проводит границу Русской платформы и краевого прогиба В. Е. Хаин (1958). В отношении самого Южно-Эмбенского максимума он не отрицает и точку зрения Р. И. Грачева (см. ниже).

П. Я. Авров (1957) соединил Южно-Эмбенское поднятие и зону Уралтау в единую структурную линию.

Р. И. Грачев (1959) также пришел к выводу, что Южно-Эмбенское поднятие соответствует погребенной раннегерцинской складчатой структуре. Не отрицая возможности соединения южноэмбенских герцинид с герцинскими структурами Чушкакуля, Р. И. Грачев наиболее вероятным считает то, что они являются непосредственным продолжением зоны Уралтау.

Таким образом, в настоящее время намечаются следующие точки зрения о тектонической природе Южно-Эмбенского гравитационного максимума и юго-восточной границе Русской платформы: 1) весь район максимума отвечает погребенным дугам уральских герцинид (скорее всего, продолжению зоны Уралтау) (Р. И. Грачев, П. Я. Авров, отчасти В. Е. Хаин); 2) Русская платформа идет далеко к югу от Южно-Эмбенского максимума, последний же является отражением внутриплатформенного поднятия (Э. Э. Фотиади, Б. Ф. Дьяков и др.); 3) Южно-Эмбенский гравитационный максимум целиком расположен в пределах краевого прогиба герцинид, расположенных к югу от него, а граница Русской платформы проходит севернее (М. П. Казаков, В. Е. Хаин); 4) северная часть максимума (район скв. 3) лежит на краю Русской платформы, а южная его часть относится к краевому прогибу (Н. В. Неволин, по тексту статьи, но не по схеме); 5) северная часть Южно-Эмбенского гравитационного максимума (район скв. 3) принадлежит краевому плакантиклиналу Русской платформы;

[1] Данные докладов на научно-технической конференции о направлении и повышении эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ и разработки нефтяных месторождений, состоявшейся в г. Гурьеве в мае 1959 г.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

южнее, отделяясь разломом, располагается герцинская область; возможно, здесь развиты молассовые образования краевого прогиба южных герцинид (А. Л. Яншин).

Полученный в последнее время фактический материал позволяет считать, что ни Зеленокаменную зону Урала, ни Уралтаускую зону нельзя соединять в одну структурную линию с Южно-Эмбенским гравитационным максимумом. Доказательства этому были приведены в работах А. Л. Яншина (1955) и нашей (Гарецкий и Шрайбман, 1958). Мугоджарский и Южно-Эмбенский максимумы силы тяжести не соединяются между собой непосредственно, а кулисообразно, под значительным углом подходят друг к другу. Зеленокаменная зона и зона Уралтау протягиваются (по данным гравиметрии, электроразведки, сейсморазведки, аэромагнитной съемки и материалам структурного бурения по платформенному чехлу) в меридиональном направлении прямо на юг, к северным чинкам Устюрта, причем зона Уралтау с запада оборвана крупным региональным Сакмарско-Кокпектинским разломом. Все крупные структуры Уральской складчатой системы на своем южном продолжении соответствуют резко выраженным унаследованным поднятиям и прогибам платформенного чехла. В пределах же Южно-Эмбенского поднятия, наоборот, отсутствуют унаследованные структуры в мезо-кайнозойском чехле, слои которого полого моноклинально погружаются к югу (смотри разрезы в статье Р. И. Грачева, 1959). Они появляются только южнее максимума силы тяжести. Все это позволяет отрицать связь Южно-Эмбенского максимума с зоной Уралтау. К тому же и история геологического развития этих двух зон совершенно различна.

Существующий ныне материал позволяет с уверенностью утверждать, что Русская платформа далее Южно-Эмбенского гравитационного максимума не продолжается. Об этом убедительно свидетельствуют разрезы скв. 4, 7, 10, 11, принадлежащие типичной граувакковой формации миогеосинклинальной области герцинид. Эти отложения имеют углы падения слоев от 45 до 70°. В мезо-кайнозойском платформенном чехле к востоку и югу от Южно-Эмбенского максимума в пределах периферии Мугоджар и Северного Устюрта развиты линейно вытянутые унаследованные структуры, отсутствующие на Русской платформе и не позволяющие тем самым предполагать ее здесь.

Таким образом, первые две из перечисленных выше точек зрения, как нам представляется, в настоящее время не могут считаться правомочными.

Для окончательного подтверждения того или иного из остальных взглядов сейчас недостаточно фактического материала, однако и среди них можно выбрать наиболее вероятный. Трудно отрицать платформенный характер разреза скв. 3; также нельзя рассматривать разрезы скв. 4, 7, 10 и 11 в качестве молассовых осадков краевого прогиба. Грубые конгломератовые отложения, встреченные в скв. 4 и 10, а частично и в скв. 11, не отличимы от конгломератов (точно такого же состава, с тем же цементом) граувакковой формации Зилаирского синклинория. Наиболее типичными породами этой формации являются переслоенные аргиллиты, песчаники и известняки, встреченные в скв. 7 и 11. Ничего общего с отложениями краевого прогиба они не имеют. Таким образом, вряд ли правильно считать район Южно-Эмбенского максимума целиком лежащим в пределах краевого прогиба (М. П. Казаков) или принадлежащим ему частично (Н. В. Неволин, А. Л. Яншин).

Наиболее вероятным следует считать, что Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум представляет собой отражение шовной структуры, являющейся границей Русской платформы. К северу от регионального разлома, обнаруженного сейсморазведкой между скв. 3 и 4, расположен Южно-Эмбенский краевой плакантиклинал Русской плат-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

формы, разрез которого частично вскрыт скв. 2а и 3. К югу от разлома без краевого прогиба, как это имеет место в высоко приподнятых районах платформ (Шатский, 1947), лежит внешняя геосинклинальная зона герцинской области.

К западу от Южно-Эмбенского краевого плакантиклинала, уже в пределах Каспийского моря, были проведены морские сейсморазведочные работы методом отраженных волн (В. А. Корнев и С. П. Вартанов). В 70 и 100 км к югу от г. Гурьева ими были выявлены крайние соляные купола (Морской I и Морской II); южнее их, на северном склоне гравитационного максимума, установлено погребенное Северо-Каспийское поднятие. Это поднятие по характеру горизонтальных площадок и положению можно сравнить с Южно-Эмбенским краевым плакантиклиналом. Южный борт Северо-Каспийского поднятия, также как и Южно-Эмбенского, оборван разломом, южнее которого намечаются значительно наклоненные площадки, по-видимому, соответствующие слоям граувакковой формации, которая восточнее была вскрыта скважинами 4, 7, 10, 11.

Далее к западу региональный разлом, ограничивающий с юго-востока Русскую платформу и ее краевые плакантиклиналы, видимо, следует вести непосредственно к северу от Астрахани, где опорная скважина вскрыла артинские отложения в формации краевого прогиба (Копелиович и Эвентов, 1956; Эвентов 1956, 1957). Северо-западнее Астрахани известно так называемое Астраханское поднятие, которое, вероятно, также можно рассматривать как краевое поднятие Русской платформы. Если это так, то можно констатировать, что на юго-востоке Русской платформы по южной окраине Прикаспийской синеклизы проходит полоса поднятий типа краевых плакантиклиналов (Южно-Эмбенское, Северо-Каспийское, Астраханское). На юге эти поднятия ограничены региональным разломом, который и является границей Русской платформы. К югу от него находится или внешняя геосинклиналь герцинской области (как в районе Южно-Эмбенского максимума) или краевой, а скорее всего периклинальный прогиб (как в районе Астрахани).

На севере описываемой территории граница Русской платформы проведена (фиг. 7) по линии перехода структур изометричной формы, типичных для Прикаспийской синеклизы, к четким линейно вытянутым структурам осадочного чехла, отражающим линейную складчатость верхнепалеозойских отложений Южно-Уральского периклинального прогиба. К этой же линии приурочена смена характера гравитационного поля: мозаичного на западе и линейных аномалий на востоке.

На отдельных участках эта граница сопровождается разломами. Так, к югу от ст. Эмба на листе М-40-XXXIV проходит почти меридиональный разлом, рассекающий отложения палеогена и прослеживающийся на расстоянии более 40 км. Южнее параллели 48° на продолжении этого разлома отмечается линейная положительная магнитная аномалия амплитудой до 200—300 гамм, которая имеет юго-юго-западное простирание и совпадает с западной границей распространения линейно вытянутых мезо-кайнозойских структур. В южной части эта аномалия совпадает с участком предполагаемого развития погребенных дизъюнктивных нарушений, который был выявлен по данным сейсморазведки МОВ и прослежен на расстоянии около 40 км (Л. Г. Сафенрейтер). Эта линия приурочена к краю северо-восточного окончания Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума и, по-видимому, выражена в виде разлома складчатого фундамента, погребенного под мезо-кайнозойскими осадками.

Таким образом, юго-восточную границу Русской платформы следует проводить по региональному разлому, который в долине р. Эмба и немного южнее идет почти меридионально, затем поворачивает на юго-запад, ограничивает с юго-востока погребенный Южно-Эмбенский плакантиклинал

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

и прослеживается на запад в Каспийское море к югу от Северо-Каспийского поднятия, а оттуда к северу от Астрахани.

К югу и востоку от прослеженной границы расположена Туранская плита Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы.

б) О восточной границе уралид

Как уже отмечалось, под осадочным чехлом Туранской плиты скрываются различные тектонические зоны, принадлежащие Уральской складчатой системе, складчатой стране Центрального Казахстана, северным и южным дугам Тянь-Шаня.

Урал — одна из наиболее крупных линейных складчатых систем с очень выдержанным простиранием основных структурных элементов — не оканчивается в местах выхода палеозойских пород на поверхность, а под покровом мезо-кайнозоя продолжается далеко на юг. Южное продолжение этой системы легко прослеживается по унаследованным структурам осадочного чехла, а также по магнитным и гравитационным аномалиям, отражающим простирание структур фундамента.

Как видно из фиг. 7, различные зоны Урала прослеживаются до разных широт. На западе они протягиваются только до северных чинков Устюрта, восточнее — до южных берегов Аральского моря, почти до широты Султан-Уиздага и Букантау. Уральские простирания наблюдаются и восточнее обнажающихся палеозойских пород Урала примерно до меридиана г. Кустанай. К востоку от Кустаная простирание аномалий и структур, выявленных бурением, становится северо-восточным. К югу от оз. Челкар-Тенгиз до Букантау примерно восточнее меридиана 63° уральские простирания резко меняются на северо-западные, тянь-шаньские или, точнее, каратауские.

Восточная граница системы уральских простираний на широте Кустаная фиксируется также по смене полосовых магнитных аномалий, характерных для Урала, спокойным малоинтенсивным (исключая район Кушмуруна) магнитным полем восточной части Тургайской впадины. Здесь на севере Тургайской впадины границе уралид и каледонских структур Центрального Казахстана соответствует погребенный разлом, показанный на тектонической карте палеозойского фундамента, составленной Е. А. Мазиной, А. К. Вейнберг, Н. А. Хоревым и П. П. Чуенко (Геологическое строение СССР, 1958). Этот разлом проходит примерно от места пересечения р. Убаган широтой 54° на юго-юго-запад, западнее оз. Кушмурун. Далее к югу соответствующая ему граница четко прослеживается по серии интенсивных (до 300—400 гамм), вытянутых в цепочку линейных положительных магнитных аномалий. Она идет к слиянию рек Улькаяк и Кабырга, а затем к западному краю оз. Челкар-Тенгиз. Отсюда граница проведена В. И. Самодуровым (1957) к востоку от ст. Майлибаш по линейным максимумам ΔT_a. На отрезке, прилегающем к Оренбургской ж. д., в осадочном чехле ей соответствует флексура в меловых и палеогеновых породах западного края Нижне-Сыр-Дарьинского поднятия. По цепочке линейно вытянутых интенсивных магнитных аномалий граница уралид может быть прослежена до широты 44°. Южнее, судя по простиранию магнитных аномалий, она отклоняется на юго-запад, а затем на расстоянии 200 км по полосе чрезвычайно аномального (до 700—800 гамм) магнитного поля с градиентами ΔT_a, достигающими 200 гамм/км прослеживается в направлении к Султан-Уиздагу.

В районах, где была проведена гравиметровая съемка (к югу от железной дороги и севернее оз. Челкар-Тенгиз), зоне сочленения уралид и каледонид соответствует полоса несколько повышенных градиентов силы тяжести,

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Совпадение линейных аномалий ΔT_a с полосой повышенных градиентов силы тяжести, которое иногда (как в случае западного края Нижне-Сыр-Дарьинского поднятия) сопровождается флексурой в мезо-кайнозойских отложениях, говорит о том, что линия, ограничивающая с востока уралиды, представляет зону крупного регионального разлома, погребенного под осадочным чехлом. Именно по этой линии Восточно-Уральского регионального шва простирания магнитных и гравитационных аномалий резко меняются с меридиональных к западу от нее на северо-западные и почти широтные к востоку. Причем по мере продвижения к югу угол смыкания двух систем простираний увеличивается с острого — в районе оз. Челкар-Тенгиз до почти прямого — к югу от Оренбургской ж. д.

Следует отметить, что восточнее Восточно-Уральского регионального шва расположен ряд пермо-триасовых прогибов (Тюменский, Кушмурунский, Тюратамский), которые можно рассматривать как своеобразные краевые прогибы уралид, образовавшиеся на каледонском складчатом основании. Более подробно о них будет сказано ниже.

Различие строения складчатого фундамента к западу и востоку от Восточно-Уральского регионального шва вытекает также из различного типа структуры платформенного чехла по обе стороны от этого разлома. В области развития Уральской складчатой системы в осадочном чехле распространены ясно выраженные унаследованные структуры, характеризующиеся четкой линейностью и длительностью своего развития (Яншин, 1951, 1953). К востоку от регионального шва, в области каледонского складчатого фундамента, в платформенном чехле развиты крупные, часто изометричной формы пологие структуры. Здесь же расположено очень своеобразное, по-видимому, наложенное Нижне-Сыр-Дарьинское поднятие, имеющее неправильно округлую форму (Самодуров, 1957).

Впервые различие в строении платформенного чехла в восточной и западной частях Тургайской впадины отметил Б. А. Петрушевский (1955₂), который совершенно правильно объяснял этот факт разным строением складчатого фундамента: на востоке этот фундамент представлял собою часть области «докембрийско-каледонско-герцинской» стабилизации, а на западе — часть области герцинской стабилизации. Новый фактический материал подтверждает подмеченное Б. А. Петрушевским различие складчатого фундамента в западной и восточной частях Тургайской впадины. В этом вопросе оказался неправ А. Л. Яншин, который в предисловии к монографии Б. А. Петрушевского (1955₂), возражая последнему, писал, что Тургайская синеклиза принципиально не отличается от Северного Приаралья ни по морфологии структур мезо-кайнозойских отложений, ни по возрасту складчатого фундамента. Однако восточную границу Уральской складчатой системы Б. А. Петрушевский проводил на 50—70 км западнее намеченного нами Восточно-Уральского регионального шва.

Н. Л. Бубличенко (1951), основываясь на различии фауны девона и карбона Урала и Казахского нагорья и исходя из представления о симметричном строении геосинклинали, предположил, что Уральская верхнепалеозойская геосинклинальная система продолжалась до Улутау. Совершенно справедливая критика этого взгляда приведена Б. А. Петрушевским (1955₂).

И. И. Горский и Н. И. Леоненок (1958), ссылаясь на тектоническую карту СССР масштаба 1 : 4 000 000, изданную в 1952 г. под редакцией Н. С. Шатского, считают, что Урал и Казахская складчатая страна принадлежат единой области герцинской складчатости. Однако значительные различия в тектонической истории этих областей не позволяют согласиться с такой точкой зрения. Геологическое строение Центрального Казахстана заставляет относить этот район хотя и к своеобразным, но все же каледонским складчатым сооружениям, что и нашло отражение на втором издании тектонической карты СССР (Шатский и др., 1957).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Имеющийся фактический материал позволяет присоединиться к точке зрения Б. А. Петрушевского (1955₂), который рассматривает прилежащую к восточному склону Урала часть Тургайской впадины как область герцинской складчатости, а территорию, расположенную вблизи Казахской складчатой страны, как область преимущественно каледонской складчатости. Наиболее вероятная их граница была описана выше.

Таким образом, погребенный под осадочным чехлом и прослеженный примерно на 1500 км Восточно-Уральский региональный шов отделяет уралиды на западе от каледонид на востоке, а на самом юге и от несколько более древней герцинской структуры Букантау. Этот региональный шов не ограничивается пределами рассматриваемой территории, а продолжается далеко на север, в район к западу от г. Тюмень.

в) О северной границе погребенных герцинид Тянь-Шаня

Немного севернее Букантау на магнитной карте выделяется почти широтная цепочка резко выраженных линейных положительных магнитных аномалий интенсивностью до 800 гамм, совпадающая с полосой повышенных градиентов силы тяжести. Эти факты позволяют наметить здесь региональный разлом, отделяющий каледониды на севере от герцинид на юге. Северо-Букантауский региональный разлом намечается в юго-восточном углу рассматриваемой территории, прослеживается в западо-северо-западном направлении на 350 км и на западе почти под прямым углом упирается в Восточно-Уральский региональный шов.

Система северо-западных и почти широтных простираний южных дуг Тянь-Шаня (продолжение Букантау, Султан-Уиздага) занимает всю южную часть описываемой территории. Район Букантау на севере отделен от каледонид описанным выше Северо-Букантауским региональным разломом, а на западе от уралид южным окончанием Восточно-Уральского регионального шва.

К северо-востоку от Султан-Уиздага по расположенным кулисообразно относительно друг друга полосам повышенных градиентов силы тяжести можно наметить разлом, южнее которого простирания всех аномалий имеют северо-западные направления, а севернее — меридиональные. Этот разлом по ряду аномалий ΔT_a предположительно прослеживается к северу от п-ова Муйнак на южном берегу Аральского моря, затем поворачивает на север, к северо-западному углу моря и сливается с широтным разломом, который был намечен нами (Гарецкий и Шрайбман, 1956) вдоль северного чинка Устюрта. К югу и западу от него все простирания структур и аномалий широтные и северо-западные, к северу и востоку — меридиональные. Таким образом, на всем Устюрте наблюдаются северо-западные и широтные тянь-шаньские простирания.

Как видно из изложенного выше, региональные разломы, отделяющие с севера герцинские структуры Тянь-Шаня (Северо-Букантауский и разлом, проходящий севернее Султан-Уиздага), не лежат на одной линии, а кулисообразно подставляют друг друга. Северо-западное окончание Северо-Букантауского регионального разлома расположено в 170 км от разлома, проходящего непосредственно к северу от Султан-Уиздага. В месте кулисообразного смещения упомянутых разломов располагается южное окончание Восточно-Уральского регионального шва. Здесь, в районе пересечения трех крупных региональных разломов, происходит сочленение различных систем: тянь-шаньской и уральской. Этот район отличается своеобразным мозаичным магнитным полем и назван нами по столовой возвышенности Бельтау — Бельтауской зоной дробления. Она характерна интенсивным положительным мозаичным магнитным полем с амплитудой некоторых максимумов до 700—800 гамм и имеет вид ова-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ла с длинной осью в 210 км и короткой осью в 120 км. Четкие простирания магнитных аномалий здесь не наблюдаются. Однако к северо-западу от Восточно-Уральского регионального шва в пределах этой зоны все же удается наметить несколько небольших по протяжению аномалий, оси которых имеют меридиональное (уральское) и юго-западное (параллельное южному окончанию Восточно-Уральского регионального шва) простирания. К юго-востоку от этого шва простирания осей магнитных аномалий имеют еще широтное и северо-западное направление. В высшей степени аномальное магнитное поле этой зоны скорее всего указывает на чрезвычайно сильную раздробленность фундамента различными дизъюнктивными нарушениями и на связанные с ними многочисленные интрузии. Вероятно, что своеобразная Бельтауская зона дробления возникла в результате сдвиговых подвижек, произошедших по северному краю герцинских дуг Тянь-Шаня.

Перейдем к описанию отдельных тектонических зон внутри палеозойских складчатых систем.

3. Каледонские складчатые образования

Среди области развития погребенных каледонид Туранской плиты выделяются две системы: на севере—центрально-казахстанская, с простиранием основных структур от меридионального (между Кустанайской седловиной и оз. Челкар-Тенгиз) до северо-восточного (ближе к Кокчетавскому массиву); на юге — система продолжения северных дуг Тянь-Шаня (хребта Каратау и др.), для которой характерны северо-западные простирания.

В северной части Тургайской впадины, восточнее регионального шва, ограничивающего уралиды, наблюдается чрезвычайно спокойное отрицательное магнитное поле. Здесь по магнитной карте не представляется возможным выделить частные тектонические зоны, хотя по данным бурения вырисовывается ряд крупных структур, имеющих юго-западное простирание и являющихся продолжением структур, известных в открытой части Центрального Казахстана. В этом районе можно наметить продолжения Марьевского синклинория, Кокчетавского антиклинория, Калмык-Кульского синклинория, Джаркаинагачского и Арганатинского антиклинориев. Они прослеживаются на юго-запад, но дальнейшее их продолжение в связи с недостаточным количеством фактического материала остается неясным. К западу от Марьевского синклинория уже под осадочным покровом Е. А. Мазина и др. выделяют Убагано-Ефимовский антиклинорий.

На юге Центрального Казахстана можно проследить подземные продолжения антиклинорных и синклинорных структур Улутауского поднятия. На западе выделяется Кияктинский антиклинорий, который отмечается полосой относительных максимумов силы тяжести, протягивающихся почти меридионально. На севере, по-видимому, происходит замыкание антиклинория. Его длина равна 250 км, ширина на севере достигает 60 км, уменьшаясь к югу до 20 км. На востоке Кияктинский антиклинорий ограничен разломом, который закартирован в открытой части пород фундамента и по полосе повышенных градиентов силы тяжести и продолжается далее на юг на всем протяжении антиклинория. В южной части структуры разлом имеется, по-видимому, и по ее западному краю, о чем свидетельствует полоса значительно повышенных градиентов силы тяжести.

Восточнее располагается Байконурский синклинорий, которому как в открытой, так и в закрытой осадочным чехлом частях

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

соответствует значительный линейно вытянутый минимум силы тяжести. Ширина синклинория достигает 25—50 км, а длина превышает 350 км.

Байконурский синклинорий отделен от следующего к востоку Майтюбинского антиклинория разломом. Эта структура, по-видимому, очень скоро после ее погружения под осадочный чехол выклинивается. Разлом, ограничивающий ее с востока, сливается с западным разломом и идет по полосе повышенных градиентов силы тяжести по восточному краю Байконурского синклинория, отделяя от него Карсакпайский синклинорий. Последний в обнаженной части имеет ширину всего 10—20 км, к югу значительно расширяется до 50—80 км. Он выделяется вначале максимальными величинами силы тяжести, которые к югу становятся значительно меньше.

К востоку, у рамки карты описываемой территории, лежит Улутауский антиклинорий, выделяющийся отрицательными значениями силы тяжести и частично перекрытый верхнепалеозойскими молассовыми отложениями Джезказганской впадины.

Меридиональные простирания всех описанных структур южной части Центрально-Казахстанской складчатой системы под острым углом в 45 — 50° подходят к северо-западным простираниям структур Каратау, принадлежащих северным дугам Тянь-Шаня. Простирания структур Центрального Казахстана упираются в каратауские простирания — здесь происходит их торцовое сочленение по разлому, который отражается резко выраженной полосой повышенных градиентов силы тяжести.

Минимум силы тяжести, соответствующий Байконурскому синклинорию близ полосы повышенных градиентов Δg, по которой происходит торцовое сочленение, оканчивается линейно вытянутой отрицательной аномалией уже каратауского простирания. Такой характер поля этого участка Байконурского синклинория, по-видимому, отражает существование узкого приразломного прогиба, в который были вовлечены и прилежащие участки соседних более приподнятых тектонических зон Кияктинского антиклинория и Карсакпайского синклинория.

Отмеченный выше разлом происходит по северо-восточному краю интенсивного линейно вытянутого гравитационного максимума, который можно связывать с подземным продолжением геоантиклинальной зоны Малого Каратау. Ширина зоны этого максимума 30—35 км. Он протягивается на расстояние 170 км к северо-западу от окончания хребта Каратау и в районе песков Арыс-Кум быстро суживается и затухает. Одновременно происходит затухание разлома, сопровождающего зону максимума с северо-востока.

Зона Малого Каратау на магнитной карте отражается рядом сравнительно интенсивных магнитных максимумов амплитудой до 600 гамм, которые фиксируются на общем отрицательном фоне поля ΔT_a. Магнитные аномалии имеют здесь четкое северо-западное простирание.

Гравитационный максимум Малого Каратау к северо-западу резко сменяется значительным минимумом силы тяжести, которому соответствует юго-восточная часть Тургайской зоны, по-видимому, характеризующейся уже геосинклинальным развитием. Ее осевая часть выполнена, скорее всего, мощной толщей верхнепалеозойских молассовых отложений (Тургайский верхнепалеозойский межгорный прогиб). Об этом можно судить по сейсморазведочному профилю Джусалы — Байконур, на котором по кровле фундамента фиксируются низкие значения граничных скоростей (3000—4000 м/сек), характерные для моласс верхнего палеозоя. Выполненный ими прогиб вытянут в северо-западном направлении на расстояние более 400 км, в юго-восточной части имеет ширину в 50—60 км, расширяясь к северо-западу до 100—110 км.

Зона Малого Каратау отделяется от расположенного юго-западнее

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Большого Каратау Каратауским разломом, который непосредственно от северо-западного окончания хребта отчетливо прослеживается по ясно выраженной полосе повышенных градиентов силы тяжести до меридиана 65° на расстояние более 220 км. Как полоса высоких градиентов, так и все аномалии силы тяжести на этом отрезке имеют выдержанное северо-западное простирание.

В районе меридиана 65° Каратауский разлом был уловлен сейсморазведочным профилем, проведенным от ст. Джусалы до Байконура. Примерно в 85—95 км от ст. Джусалы профиль пересек крупный грабен с относительным погружением поверхности фундамента более чем на 1000 м.

К юго-западу от грабена граничные скорости преломленных волн в породах фундамента колеблются от 5100 до 6000 м/сек, а к северо-востоку — от 3000 до 4000 м/сек. Разлому, ограничивающему грабен на северо-востоке, соответствует сброс, выявленный на поверхности в мезо-кайнозойских отложениях. По цепочке линейных положительных магнитных аномалий Каратауский разлом может быть продолжен еще дальше к северо-западу вплоть до меридионального регионального шва восточной границы уралид, к которому он примыкает под острым углом. На сейсморазведочном профиле Иргиз — Байконур (Б. А. Кулубеков и М. С. Боровик) на участке пересечения его разломом в районе оз. Челкар-Тенгиз отмечается углубление кровли фундамента на 200 м и уменьшение граничных скоростей с 6000 до 4800 м/сек. Это углубление поверхности фундамента, возможно, является окончанием одного из грабенов, развитых в приразломной полосе между Малым и Большим Каратау.

Зоне Большого Каратау соответствует полоса отрицательных значений силы тяжести, которая прослеживается от хребта Каратау на северо-запад. Значение силы тяжести здесь значительно выше, чем в Тургайской зоне, но ниже, чем в зоне Малого Каратау и в зоне, расположенной юго-западнее. Юго-западная граница этой зоны хорошо намечается разломом, отделяющим нижний протерозой сопок Чаулинчи от Большого Каратау. Далее на северо-запад эта граница прослеживается по полосе несколько повышенных градиентов силы тяжести, идущей вдоль Сыр-Дарьи, а затем по положительным пикам магнитных аномалий к Восточно-Уральскому региональному шву, к которому она подходит под острым углом, образуя с ним торцовое сочленение. В пределах всей зоны Большого Каратау структуры осадочного чехла, гравитационные и магнитные аномалии имеют четкие северо-западные простирания.

В открытой части хребта зона Большого Каратау занимает полосу в 50 км. По мере движения к северо-западу эта зона расширяется за счет небольшого отклонения Каратауского разлома к северу, и близ Восточно-Уральского регионального шва ее ширина увеличивается до 100—110 км.

К юго-западу от Большого Каратау по магнитной карте можно выделить новую Коксенгирскую[1] зону, которая включает и выход нижнепротерозойских пород на сопках Чаулинчи. Она характеризуется сравнительно спокойным магнитным полем с пологими положительными аномалиями ΔT_a, которые имеют вытянутую линейную конфигурацию западо-северо-западного простирания. Отдельные аномалии имеют размер по длинной оси до 150 км. В этой же зоне, особенно в ее западной части, наблюдаются интенсивные аномалии ΔT_a с амплитудой до 500 гамм. Коксенгирская зона условно выделена нами как геоантиклинальная, т. к. в нее входят сопки Чаулинчи, сложенные древними породами нижнего протерозоя. Эта зона отмечается относительно положительными значениями силы тяжести.

[1] Зона получила название по горе Коксенгир, находящейся в 60 км к юго-западу от Кызыл-Орды.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Южнее выделяется К о с п е ч и н с к а я [1] з о н а, которая характеризуется интенсивным магнитным полем. По границе Коспечинской и Коксенгирской зон выделяются отдельные небольшие по протяжению максимумы ΔT_a с амплитудой от 750 до 1200 гамм. В пределах зоны на общем положительном фоне прослеживается серия магнитных максимумов с несколько меняющимся, но все же преобладающим западо-северо-западным простиранием. На юге эта зона ограничивается отмеченным выше Северо-Букантауским региональным разломом, отделяющим каледонские структуры продолжения Северного Тянь-Шаня от герцинид продолжения Южного Тянь-Шаня. О строении палеозоя внутри Коспечинской зоны в настоящее время ничего неизвестно.

4. Герцинские структуры продолжения Южного Тянь-Шаня

Герцинские дуги продолжения Южного Тянь-Шаня претерпели основную складчатость и горообразование в начале верхнего палеозоя, в среднем карбоне. Область развития герцинских структур Тянь-Шаня занимает всю южную часть рассматриваемой территории и подразделяется нами на ряд чередующихся друг с другом геосинклинальных и геоантиклинальных зон, выделение которых произведено в значительной степени условно в связи с недостаточностью фактического материала.

К югу от Северо-Букантауского регионального разлома, который ограничивает каледониды, расположена герцинская зона гор Букантау. Б у к а н т а у с к а я з о н а характеризуется довольно спокойным магнитным полем с положительными аномалиями ΔT_a, амплитуда которых не превышает 200—300 гамм.

Почти широтный Северо-Букантауский разлом на севере отделяет верхнепалеозойские молассовые отложения, перекрывающие каледониды, от более древних пород на юге. Этот разлом наблюдается и на восточном окончании Букантау, продолжаясь затем к юго-востоку. Северо-восточнее от него расположены отдельные небольшие горки, сложенные молассами верхнего палеозоя (среднего карбона). В западной части гор Букантауский разлом поворачивает на юго-запад, а затем продолжается уже в мезо-кайнозойских отложениях и идет почти прямо на юг. На западе отмеченный разлом хорошо проявляется линейными интенсивными аномалиями ΔT_a, которые продолжают его далеко на юг. Таким образом, разлом на востоке имеет северо-западное простирание, затем становится широтным, а у западного конца гор Букантау образует полукольцо с выпуклой западной стороной. Характер этого разлома напоминает некоторые вихревые структуры, описанные Ли Сы-гуаном (1958). К северу и западу от разлома в пределах Букантауской зоны широко развиты молассовые отложения, к югу от него — более древние породы среднего палеозоя.

Происхождение полукольцевого в плане разлома на западе Букантау, по-видимому, следует обьяснить теми же сдвиговыми движениями, которые послужили причиной образования Бельтауской зоны дробления. Причем простирание полукольцевого разлома подсказывает возможное относительное направление движения различных блоков: более южного Султан-Уиздагского—на восток и более северного Букантауского—на запад.

Букантауская зона, сложенная средне- и верхнепалеозойскими отложениями большой мощности, предположительно рассматривается нами как зона геосинклинального развития. На западе Букантауская зона вместе с ограничивающим ее Северо-Букантауским разломом упирается в описанную выше Бельтаускую зону дробления, лежащую на южном окончании Восточно-Уральского регионального шва.

[1] Зона названа по урочищу Коспече, расположенному в 100 км к северо-востоку от гор Букантау.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

намечается ее четкая граница в виде полосы повышенных градиентов силы тяжести. Эта граница отделяет зоны с различными почти перпендикулярными друг другу простираниями аномалий и структур платформенного чехла: меридиональными — к северу от нее и почти широтными — к югу. У северных чинков Устюрта Зеленокаменная зона уралид резко обрывается, упираясь в более древнюю Косбулакскую зону, а не продолжается через Северный Устюрт к Бузачам, как это рисует Ю. М. Васильев (1958).

А. К. Замаренов и др. (1959) на основании анализа сейсмических материалов (МОВ), полученных конторой «Спецнефтегеофизика» по району Северного Устюрта, возражали нам (Гарецкий и Шрайбман, 1958) по поводу возможности проведения зоны погребенного разлома фундамента, идущего вдоль северных чинков Устюрта. Однако в этой же работе они пишут, что в пределах северной части плато Устюрт «происходит сочленение двух складчатых структур уральского и азиатского простираний, которые находят отражение и в мезо-кайнозойском структурном плане» (Замаренов и др., 1959, стр. 32). С этой точкой зрения мы полностью согласны. Необходимо только добавить, что такое сочленение двух различных крупных тектонических систем, по нашему мнению, происходит по разлому древнего заложения.

Доказана принадлежность линейных меридиональных унаследованных структур Чушкакуля и южного продолжения Кокпектинской антиклинали к Уральской системе, а линейной широтной Кассарминской структуры к Тянь-Шаньской системе. Следовательно, где-то между этими различно ориентированными структурами находится граница, разделяющая две крупные системы. Эта граница, выраженная скорее всего в виде погребенного разлома, проходит в районе северных чинков Устюрта. Как раз здесь в 10—12 км к северу от чинка Устюрта по приведенной Замореновым и др. схеме III отражающего горизонта (подошва неокома) фиксируются четкие широтные брахиантиклинали с амплитудой до 100—150 м. Такие же структуры фиксируются и по условным горизонтам, вероятно, приуроченным к отложениям нижней юры — верхнего триаса. Широтные, но более вытянутые структуры фиксируются по III отражающему и условному горизонтам и южнее, уже в пределах северной части плато Устюрт. В эту зону дислокаций широтного простирания по Сакмарско-Кокпектинскому разлому вторгается с северо-северо-востока Актумсукское поднятие уральского простирания.

Таким образом, широтная зона, приуроченная к чинкам Устюрта, и является как раз местом смыкания структур разных (уральских и тяньшаньских) направлений. Это смыкание происходит в зоне шириной примерно в 25 км, которой соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести. Севернее этой зоны гравитационные и основные магнитные аномалии имеют меридиональные простирания, южнее—широтные. Все это, по нашему мнению, с несомненностью доказывает наличие на глубине зоны разломов, соответствующей полосе повышенных градиентов силы тяжести.

На северо-востоке Косбулакская зона отделена от Урало-Тобольской зоны Северо-Аральским максимумом силы тяжести, который прослеживается от угла Аральского моря в северо-западном направлении. По южному краю этого гравитационного максимума, где намечается полоса повышенных градиентов силы тяжести, прослеживается линейная магнитная аномалия с амплитудой до 150 гамм. По этой линии нами проводится погребенный разлом, отделяющий Косбулакскую зону от расположенных севернее зон уралид.

Все изложенное выше позволило нам предположить, что Косбулакская зона, возможно, представляет западный остаточный участок некогда существовавшей более протяженной зоны тяньшанид, восточная часть ко-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

торой уже в пределах Аральского моря была переработана более молодой уральской складчатостью.

К юго-западу от Кассарминско-Султан-Уиздагской зоны расположена Барсакельмесская зона, которая выделяется отрицательным полем силы тяжести в ее северной части. Здесь на общем слабо интенсивном магнитном поле в центральной части зоны выделяется аномалия ΔT_a (до 150 гамм), которая простирается параллельно Кассарминско-Султан-Уиздагской зоне и идет вначале в широтном направлении, а далее к югу поворачивает на юго-юго-восток.

Несколько западнее меридиана 57° параллельно предыдущей прослеживается еще одна магнитная положительная аномалия юго-юго-восточного простирания.

У параллели 43° обе эти аномалии прерываются четкой линейной интенсивной (до 250 гамм) магнитной аномалией субширотного простирания, которая совпадает с восточным окончанием Центрально-Устюртского регионального гравитационного максимума, связанного с Мангышлакской зоной пермо-триасовой складчатости. Однако к югу от Центрально-Устюртского максимума, примерно на продолжении отмеченных выше магнитных аномалий, с некоторым (15—20 км) смещением к востоку прослеживаются положительные аномалии ΔT_a того же юго-юго-восточного простирания. Западная из этих аномалий совпадает с краем гравитационного максимума, ответвляющегося к югу от Центрально-Устюртского регионального максимума Δg, и крылом линейно вытянутой антиклинальной структуры в осадочном чехле.

По-видимому, эти аномалии юго-юго-восточного простирания связаны со структурным планом более древнего заложения, чем секущий их Центрально-Устюртский максимум, обязанный своим происхождением более молодой позднегерцинской складчатости. На этом основании мы не ограничиваем Барсакельмесскую зону Центрально-Устюртскими максимумами ΔT_a и Δg, а протягиваем ее далее на юг за пределы описываемой территории.

К западу от Султан-Уиздага, в пределах южной части выделенной нами Барсакельмесской зоны и далее на юг Д. П. Касаткиным (1955) отмечалась серия магнитных и гравитационных аномалий, имеющих такое же юго-юго-восточное простирание. У южной рамки карты этой зоне соответствуют минимальные значения силы тяжести.

Западная граница Барсакельмесской зоны проведена нами по линии магнитных аномалий, проходящей примерно по меридиану 57°. В северной части этой линии сопутствует полоса несколько повышенных градиентов силы тяжести, в участке пересечения Центрально-Устюртского регионального максимума — депрессионная седловина Δg и на юге — вновь полоса несколько повышенных градиентов силы тяжести.

Таким образом, в пределах описанной территории Барсакельмесская зона прослежена на расстояние 280 км. Ее ширина на юге достигает 150 км, сокращаясь на севере до 80 км.

Примерно по меридиану 57° Барсакельмесская зона граничит с расположенной западнее Бузачинской зоной. Северная граница последней фиксируется полосой несколько повышенных градиентов силы тяжести.

В северной части Бузачинская зона отличается повышенными значениями силы тяжести: Северо-Бузачинским максимумом на п-ове Бузачи и отделенным от него гравитационной седловиной в районе сора Кайдак Байчагырским максимумом, который прослеживается между меридианами 54 и 56°. Ось последнего простирается в востоко-юго-восточном направлении параллельно Центрально-Устюртскому максимуму силы тяжести, отклоняясь у меридиана 56° к юго-юго-востоку (фиг. 6).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

в районе северного чинка Устюрта. Здесь происходит торцовое сочленение уральских простираний этой зоны с тянь-шаньскими простираниями Косбулакской зоны.

На севере, в открытой части Урала, осевая зона имеет ширину до 60—70 км, к югу она суживается до 15—30 км.

Глубинный шов, ограничивающий с запада осевую зону Урала, впервые был обнаружен в открытой части Урала А. Л. Яншиным (1932), который в дальнейшем (Яншин, 1951) рассматривал разлом Кокпектинской антиклинали как его продолжение. Этот глубинный шов был прослежен нами (Гарецкий и Шрайбман, 1958) до Северных чинков Устюрта и назван Сакмарско-Кокпектинским. На всем протяжении от широты Актюбинска, где он выходит на поверхность, до чинков Устюрта он хорошо улавливается по отдельным разломам или флексурам, сопровождающим западные крылья унаследованных мезо-кайнозойских антиклиналей, по полосе высоких градиентов силы тяжести, по интенсивным полосовым аномалиям ΔT_a и, наконец, по резкому различию особенностей гравитационного и магнитного полей к западу и востоку от него. Однако древний Сакмарско-Кокпектинский глубинный шов, по-видимому, не оканчивался в районе северных чинков Устюрта, а продолжался еще далее к югу, примерно по меридиану 57°. Здесь он ограничивает с запада Косбулакскую, Кассарминско-Султан-Уиздагскую и Барсакельмесскую зоны. На Устюрте продолжение этого глубинного шва улавливается по полосе несколько повышенных градиентов силы тяжести и по смене характера гравитационного поля по разные стороны от него, а при пересечении Центрально-Устюртского максимума Δg отмечается гравитационной седловиной.

Далее к югу, за пределами описываемой территории, продолжению Сакмарско-Кокпектинского разлома, по-видимому, соответствует глубинный разлом, отмеченный Ю. Н. Годиным (1959) к западу от Центрально-Каракумского свода и протягивающийся к Ашхабаду.

К востоку от регионального разлома западного подножья главного Мугоджарского хребта расположена геосинклинальная зона зеленокаменных пород. Она четко выделяется на магнитной карте чрезвычайно интенсивным, резко аномальным магнитным полем, значения ΔT_a которого меняются от —200 до +600 гамм. Аномалии имеют ясно выраженную линейную форму с меридиональным простиранием. Несомненно, эти интенсивные магнитные аномалии отражают залегающую здесь многокилометровую (5—6 км) толщу зеленокаменных эффузивов готландия и низов девона, которые обладают повышенной магнитной восприимчивостью. У параллели 48° магнитные максимумы резко затухают, и южнее на продолжении этой зоны прослеживаются уже минимумы ΔT_a.

Трудно предположить, что такое резкое изменение характера магнитного поля этой зоны к югу от 48° с. ш. является следствием быстрого выклинивания всей 5—6-километровой толщи основных эффузивов. Необходимо отметить, что примерно к югу от 48° с.ш. в соседней западной осевой зоне Урала начинает прослеживаться интенсивный магнитный максимум (Кокпектинский), связанный с ультраосновным массивом. Можно предположить, что причиной отрицательной магнитной аномалии Зеленокаменной зоны к югу от 48° с. ш. является индуктивное воздействие отмеченного Кокпектинского массива ультраосновных пород.

Зеленокаменная зона в районе массива Жамантау (южное окончание Мугоджар) отмечается значительно повышенными значениями силы тяжести, а в районе Чушкакульской антиклинали, которая лежит на крыле Кокпектинского максимума силы тяжести, относительно пониженными значениями. Явно меридиональные направления изоаномал прослеживаются почти до северных чинков Устюрта, где происходит резкая смена

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

простираний изоаномал на широтные. Таким образом, и эта зона может быть прослежена только до северных чинков Устюрта.

Ширина Зеленокаменной зоны колеблется от 20 до 50 км.

Примерно в таких же границах Уралтауская и Зеленокаменная зоны прослеживаются Н. В. Неволиным (1958₁).

К востоку от Зеленокаменной зоны, отделяясь крупным разломом, лежит Урало-Тобольская геоантиклинальная зона. Ограничивающий ее с запада разлом в погребенной части устанавливается по ряду линейных магнитных аномалий, совпадающих с полосой высоких градиентов силы тяжести. Магнитное поле в пределах Урало-Тобольской зоны значительно меньшей интенсивности с явно отрицательным фоном. Простирания аномалий на севере имеют меридиональные направления, а на крайнем юге появляется ряд аномалий северо-западного простирания. Зона характеризуется пониженным гравитационным полем. Аномалии приобретают изометричную форму с некоторым преобладанием меридиональных простираний. На юге у северных чинков Устюрта зона ограничивается Северо-Аральским максимумом силы тяжести. Следовательно, и эта зона прослеживается только до северных чинков Устюрта. Ширина зоны колеблется от 50 до 70 км.

В следующей, Куландинско-Прииргизской зоне магнитное поле становится более интенсивным. Здесь прослеживается серия положительных аномалий ΔT_a (амплитудой до 500 гамм на севере и до 250 гамм в пределах Аральского моря), которые имеют долготные простирания, и протягиваются южнее п-ова Куланды через о-в Возрождения к юго-западному углу Аральского моря, где эта зона под острым углом подходит к Кассарминско-Султан-Уиздагской зоне тяньшанид.

Северная часть этой зоны отражается рядом интенсивных аномалий силы тяжести четкого меридионального простирания. В пределах Аральского моря гравиметровой съемки проведено не было.

От выходов палеозойских и докембрийских отложений в долине р. Иргиз (восточный склон Мугоджар) до окончания зоны на юге она прослежена под покровом платформенных осадков на расстояние 550 км. Ширина зоны колеблется от 40 до 90 км.

Куландинско-Прииргизская зона является первой с запада зоной Уральской системы, которая может быть прослежена по геофизическим данным южнее широты северных чинков Устюрта.

Полоса положительных магнитных аномалий Куландинско-Прииргизской зоны сменяется участком спокойного отрицательного магнитного поля ΔT_a Тугузско-Аятской зоны. Этот минимум ΔT_a протягивается почти до низовьев Аму-Дарьи, где соединяется с магнитным минимумом, который сопутствует северной части Султан-Уиздага. Длина подземного продолжения зоны от выходов ее пород в южной части Урала до южного берега Аральского моря равна 900 км. На севере ширина зоны достигает 80 км, на широте 48°, у массива Жаманшин, она суживается до 15—20 км, а затем к югу снова расширяется и в пределах Аральского моря достигает ширины 60—75 км.

Гравитационное поле северной части этой зоны (Северное Приаралье) менее интенсивно, чем поле соседней Куландинско-Прииргизской зоны. На общем отрицательном фоне фиксируется ряд положительных аномалий, не имеющих четкой линейной формы. В какой-то степени гравитационное поле этой зоны напоминает гравитационное поле Урало-Тобольской зоны.

Следующей на восток зоной Уральской системы является Аральско-Кустанайская, выделяющаяся на магнитной карте возмущенным полем с серией линейных интенсивных (до 600 гамм) положительных аномалий ΔT_a устойчивого субмеридионального простирания. Отло-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

жения этой зоны вскрыты на севере Тургайской впадины, где они заканчиваются вверху мощной эффузивной осадочной толщей нижнего карбона, к контактам которой с интрузиями диоритов и других пород среднего состава приурочены богатейшие месторождения магнетитовых руд (Соколовско-Сарбайское и др.). Впервые эта зона была выделена вместе со следующей к востоку Кустанайской зоной Е. А. Мазиной и др. (Геологическое строение СССР, 1958). Эффузивные породы зоны прямо под мезокайнозоем были обнаружены в г. Аральске. Эту зону можно рассматривать как геосинклинальную.

Аральско-Кустанайская зона прослеживается по магнитной карте от Кустаная на севере по восточному берегу Аральского моря до широты 44°, где она заканчивается Бельтауской зоной дробления, т. е. она вытянута на расстояние более 1000 км. Ее ширина на севере достигает 70 км, в районе широт 49—50° уменьшается до 35—40 км и на юге вновь возрастает до 100—140 км. Сильно возмущенное магнитное поле всей этой зоны, и в особенности Бельтауской зоны дробления, позволяет предполагать возможное наличие под осадочным чехлом месторождений железных руд, подобных Соколовско-Сарбайским.

Жуванская зона является самой восточной зоной Уральской складчатой системы. Она характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем и прослеживается на 1000 км от района восточнее г. Кустанай на севере до параллели 44°, где она срезается Восточно-Уральским региональным швом, ограничивающим ее с востока. Ее ширина колеблется от 30 до 60 км.

Е. А. Мазина и др. (Геологическое строение СССР, 1958) включают территорию Жуванской зоны в Кустанайскую зону. Однако мы вынуждены выделить Жуванскую зону самостоятельно в силу особенности ее геофизической характеристики. По-видимому, это краевая геоантиклинальная зона Уральской складчатой системы.

Заканчивая описание тектонических зон Уральской складчатой системы, следует отметить, что различные зоны ее, обладающие в общем однотипным развитием, имеют сходные в общих чертах геофизические характеристики. Так, все геоантиклинальные зоны, для которых характерны выходы древних немагнитных и относительно менее плотных гранитогнейсовых пород, отмечаются отрицательными магнитными аномалиями слабой интенсивности и пониженным относительно спокойным гравитационным полем. Наоборот, все геосинклинальные зоны, которые сложены мощными толщами эффузивных образований обычно основного состава с высокой магнитной восприимчивостью и значительно большей плотностью, характеризуются сериями интенсивных положительных магнитных аномалий и высокой степени аномальным положительным гравитационным полем.

6. Верхнепалеозойские прогибы

В верхнем палеозое, когда происходили основные поднятия герцинского тектогенеза, в каледонской складчатой области произошли обновленные орогенные движения, в результате которых возникли крупные прогибы, выполненные верхнепалеозойскими молассовыми отложениями. В Центральном Казахстане к таким структурам относятся обширная Тенизская впадина, в последнее время описанная А. Е. Михайловым (1955), А. А. Клубовым (1956), О. А. Мазаровичем (1956) и др., а также Джезказганская впадина, описание которой можно найти в работах Д. Г. Сапожникова (1948), А. А. Богданова (1954, 1959), В. Ф. Беспалова (1956), Ю. А. Зайцева (1957) и др.

По-видимому, такими же верхнепалеозойскими молассами выполнен упоминавшийся выше Тургайский прогиб.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Верхнепалеозойские молассовые отложения, образование которых началось со среднего карбона, развиты в пределах Букантауской зоны и частично в пределах соседних каледонид, выполняют здесь Предбукантауский прогиб.

По-видимому, аналогичные отложения верхнего палеозоя выполняют Южно-Мангышлакский прогиб и присутствуют на глубине под Каратауским комплексом горного Мангышлака, однако эти осадки скорее всего отсутствуют на поднятиях мыса Песчаного и Кара-Богаз-Гола.

Как уже отмечалось, на Южном Урале верхнепалеозойские молассовые отложения Предуральского краевого прогиба по мере движения к югу все более распространяются на восток и ложатся прямо на геосинклинальные породы Уральской складчатой системы, в результате чего на ее погружении возникает Южно-Уральский периклинальный прогиб.

Время заложения этого периклинального прогиба относится к последним этапам развития геосинклинального режима на Урале — к верхнему карбону — нижней перми, когда складчатая система Урала претерпела наиболее интенсивные горообразовательные движения. Он развивался в верхнепермское время и завершил свое развитие одновременно с окончанием горообразовательных движений в конце нижнего триаса. В результате орогенных движений Урала образовался мощный комплекс молассовых отложений, который заполнил периклинальный прогиб.

Молассовые верхнепалеозойские отложения прогиба широко развиты на южном продолжении Зилаирской зоны к западу от Сакмарско-Кокпектинского разлома и в Бакайской синклинали, которая протягивается от верхних левобережных притоков р. Орь на юг вдоль Приуралья. В глубине речных долин на севере Байкайской синклинали, а местами и у подножья Мугоджар они выходят на поверхность. Однако в полосе развития унаследованных антиклиналей, расположенных на продолжении осевой зоны Урала, эти отложения отсутствуют. Лишь примерно на широте 47° верхнепалеозойские породы перекрывают осевую зону Урала. Верхнепермские красноцветы были вскрыты также на южном окончании Чушкакульской антиклинали. Восточнее, в пределах Челкарской и Берчогурской синклиналей, породы верхнего палеозоя заходят далеко на север. Затем, в связи с приподнятой зоной Жаксыбуташской антиклинали, граница верхнепалеозойских отложений отступает далеко на юг, но они имеются уже на о-ве Куланды, где обнаружены глубоким бурением. Далее на восток эта граница с заливами к северу в синклинальных погружениях и выступами к югу на антиклиналях протягивается примерно по северному берегу Аральского моря, и эти отложения перекрывают здесь Куландинско-Прииргизскую и Тугузско-Аятскую зоны уралид.

По-видимому, верхнепалеозойская молассовая формация заполняет всю Северо-Устюртскую и Косбулакскую зоны, частично перекрывает Бузачинскую зону, что доказывается бурением на Кызанской структуре п-ова Бузачи, целиком выполняет Барсакельмесский прогиб и широко распространена на всем пространстве Аральского моря. На востоке ее граница, вероятно, немного не доходит до восточного берега моря. Она, скорее всего, отсутствует на наиболее резко выраженной Кассарминско-Султан-Уиздагской дуге тяньшанид, в наиболее приподнятых участках Бузачинской зоны (на западном берегу п-ова Бузачи и к югу от сора Каратюлей-Байчагырский максимум Δg) и несомненно отсутствует в районе, прилегающем с юго-востока к Южно-Эмбенскому плакантиклиналу.

По верхнепалеозойским молассовым отложениям вырисовывается обширный Арало-Устюртский прогиб, охватывающий Северный Устюрт и Аральское море. На севере он сливается с Южно-Уральским

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ответвления четких локальных гравитационных аномалий от общего Мангышлакского регионального максимума силы тяжести.

На востоке Мангышлакский прогиб заканчивается в районе Айбугира, а на западе замыкается где-то в пределах средней части Каспийского моря. По недавним работам морской сейсморазведочной экспедиции (В. А. Корнев и С. П. Вартанов), по профилю, расположенному в 50 км к западу от п-ова Мангышлака, Мангышлакская мегантиклиналь еще улавливается, но имеет чрезвычайно слабо выраженный характер. По-видимому, немного западнее она полностью затухает и замыкается. Таким образом, общая протяженность Мангышлакского прогиба — более 800 км. Его ширина достигает 80—100 км.

Как уже упоминалось нами при описании Бузачинской и Барсакельмесской зон, Центрально-Устюртские гравитационный и магнитный максимумы пересекают ряд осей магнитных аномалий юго-юго-восточного направления. Кроме того, от Центрально-Устюртского гравитационного максимума к юго-юго-востоку ответвляется ряд локальных аномалий Δg. В том же направлении отмечается отклонение ряда структур Мангышлакской зоны дислокаций. Эти юго-юго-восточные направления магнитных и гравитационных аномалий, а также осей мезо-кайнозойских структур, скорее всего, отражают простирание более древних складчатых структур герцинских дуг Тянь-Шаня. Все это позволяет сделать вывод о том, что Мангышлакский прогиб является наложенной структурой, пересекающей простирания более древних тектонических элементов. Его развитие началось, по-видимому, с верхнего палеозоя. Основным определяющим элементом Мангышлакского прогиба является, скорее всего, крупный региональный разлом его северного ограничения, возникший в начале среднего карбона.

Как известно, в пределах Каратауских гор Мангышлака в слагающих их пермо-триасовых отложениях развиты частные складки, простирающиеся на юго-юго-восток под углом в 30—50° по отношению к общему направлению Мангышлакской зоны дислокаций и простиранию ограничивающего ее на севере глубинного разлома. Такое их диагональное расположение позволяет думать, что они возникли в результате напряжений при сдвиговых перемещениях вдоль этого разлома. Этот вывод находит некоторое подтверждение в том, что в восточной части Мангышлакской зоны, как уже отмечалось, оси магнитных аномалий юго-юго-восточного простирания, расположенных к югу от этой зоны, смещены на 15—20 км по отношению к соответствующим им осям магнитных аномалий, лежащих к северу от Мангышлакской зоны. Возможно, что такая величина смещения говорит об амплитуде сдвиговых движений, равных 15—20 км.

Простирание складок каратауского комплекса и упомянутое смещение магнитных аномалий показывают вероятное направление относительного смещения различных блоков: как и в Букантауской зоне, здесь также северный блок двигался к западу, а южный — к востоку.

Интересно отметить, что установленное в последнее время геофизическими работами на Каспийском море простирание предальпийского краевого прогиба образует дугообразный изгиб в виде буквы «г», которому подобны по форме и параллельны по направлению выделенные нами герцинские дуги тяньшанид: Карагиинская, Бузачинская, Барсакельмесская и Кассарминско-Султан-Уиздагская.

Мангышлакская структура, как межгорный прогиб герцинской складчатой области, впервые была описана А. Л. Яншиным (1951). Тогда же он отметил, что Мангышлакские дислокации не соединяются ни с Султан-Уиздагом, ни с Туаркыром. Новый геологический и геофизический фактический материал, положенный в основу наших построений, подтверждает и детализирует это положение.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

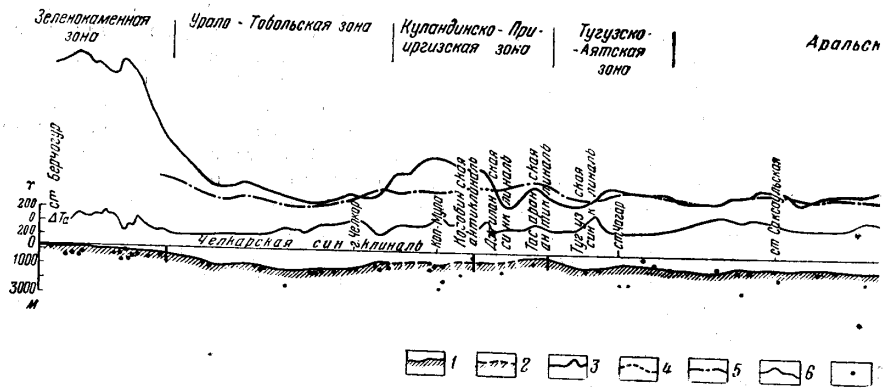
Глава IV

ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

1. Геологическая эффективность количественной интерпретации магнитных аномалий

Из теории магнитной разведки известно, что по аномалиям напряженности магнитного поля можно приближенно определить элементы залегания того массива горных пород с повышенной магнитной восприимчивостью, который явился причиной наблюдаемой аномалии.

Для приближенной оценки глубины верхней кромки магнитных тел нами использован метод касательных, предложенный Ю. Н. Грачевым. Определения производились по графикам ΔT_a аэромагнитных съемок. Использованы также определения глубин магнитовозмущающих масс методом касательных, проведенные П. А. Кукиным и С. М. Кострициной для северной части Тургайской впадины, а также некоторые определения тем же методом для Устюрта, проведенные П. А. Коноплиным и А. И. Пургалиным.



Фиг. 8. Профиль сопоставления геолого-геофизич

1 — поверхность фундамента (преломляющий горизонт), по материалам Т. В. Тычковой; *2* — то же, предположительно; *5* — кривая гравитационного влияния рельефа фундамента; *6* — кривая ΔT_a

8 — тектоничес

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

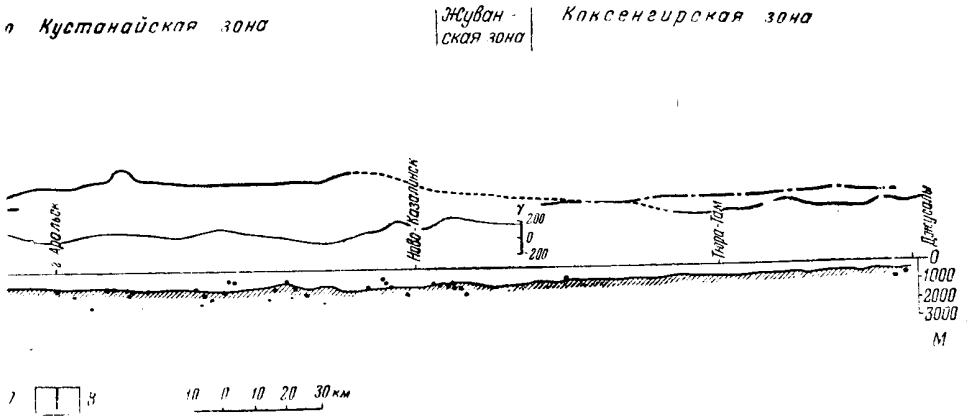
Метод касательных, как и большинство существующих методов расчетов глубин магнитных масс, исходит из предположения о вертикальном залегании пластообразных магнитовозмущающих тел и большого распространения их в глубину (влияние нижнего полюса не учитывается). Если же форма или элементы залегания магнитовозмущающего тела являются иными, то расчеты глубины по магнитной аномалии для этого тела дадут искаженные результаты (Логачев, 1955; Соколов, 1956). Исходя из этих положений, для расчетов выбирались линейно вытянутые аномалии, которые проявляются максимумами по крайнем мере на 3-х смежных графиках ΔT_a.

Глубины магнитовозмущающих масс в основном определялись по локальным аномалиям. Аномалии высшего порядка, характер которых явно показывает, что они связаны с магнитовозмущающими массами, залегающими значительно глубже, чем те, которые обусловливают локальные аномалии, не подвергались количественной интерпретации (Проводников, 1957).

Для правильных расчетов необходимо, чтобы магнитные графики пересекали магнитную аномалию перпендикулярно к ее продольной оси. В северном и восточном Приаралье это условие в основном соблюдено. Здесь действительно преобладающие меридиональные простирания осей магнитных аномалий пересекаются графиками ΔT_a широтного направления. На территории же Устюрта широтное направление залетов самолета аэромагнитной съемки выбрано, по нашему мнению, неудачно, так как это направление сечет простирания основных тектонических элементов района (Мангышлак, Южно-Эмбенское поднятие) и сопутствующих им магнитных аномалий под небольшим острым углом. Ввиду этого определения глубин магнитных масс по графикам ΔT_a для района Устюрта менее точны, чем для остальной территории. Поправки к вычисленным значениям за простирания осей аномалий не вводились, но этот факт в дальнейшем учитывался.

В результате вычислений глубин верхней кромки магнитных масс вводилась поправка на высоту полета самолета, и таким образом определялась их абсолютная отметка.

Окончательные результаты вычислений глубин магнитных масс содержат погрешности, которые связаны в основном со следующими фактора-



ческих данных от ст. Берчогур до ст. Джусалы.

предположительно; 3 — кривая силы тяжести (по материалам Спецнефтегеофизики»); 4 — то же, по данным аэромагнитной съемки; 7 — вычисленные глубины залегани магнитовозмущающих масс;

ние разломы.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ми: 1) погрешность самого метода касательных; 2) неперпендикулярность простирания осей аномалий к направлению залетов самолета; 3) искажение аномалий взаимным влиянием соседних магнитных масс; 4) отклонение направления вектора намагничения магнитного тела от вертикали и др.

Учитывая тот факт, что определения глубин верхней кромки магнитовозмущающих масс в той или иной мере содержат указанные погрешности, все окончательные результаты вычислений были округлены до 1 км и объединены в группы с градацией в 1 км. Результат каждого определения нанесен на карту соответствующим группе знаком. Таким образом получена карта распределения глубин магнитовозмущающих масс (фиг. 9). На нее нанесено 2550 точек.

Над обнаженной частью Урала расчеты глубин магнитных масс не проводились в связи с тем, что при неглубоком залегании магнитоактивных пород значительно понижается точность в определении их глубин (Логачев, 1955). С другой стороны, в области неглубокого залегания магнитоактивных пород аномалии сильно искажены взаимными влияниями близзалегающих магнитных тел, а определения глубин по «искаженным» аномалиям, конечно, также неточны.

Однако следует иметь в виду, что чрезвычайно сильно возмущенное магнитное поле этого участка с градиентами, достигающими 250 гамм/км, само по себе указывает на поверхностное или во всяком случае неглубокое залегание магнитовозмущающих масс.

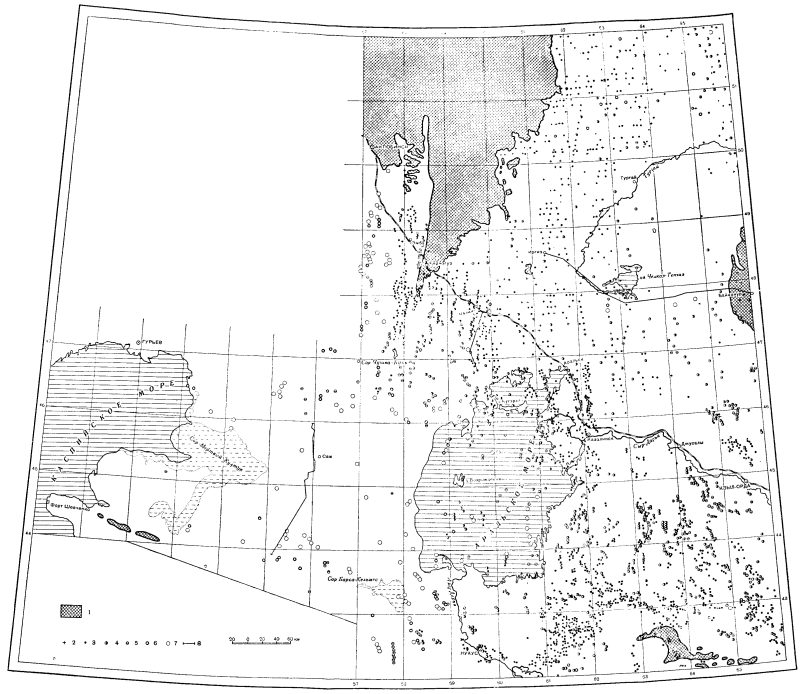
По территории Северного Устюрта, района Южно-Эмбенского поднятия, полуостровов Мангышлака и Бузачи магнитное поле, как уже отмечалось, малоинтенсивно, и здесь немного магнитных аномалий, по которым можно рассчитать глубину магнитных масс, чем и объясняется небольшое количество определений, отмеченных для этой территории на карте.

Перейдем теперь к оценке возможности использования полученных результатов вычислений глубин магнитовозмущающих масс для определения глубины залегания поверхности складчатого фундамента.

Верхняя кромка магнитных масс, если даже она определена с достаточной точностью, может и не совпадать с поверхностью складчатого фундамента. Некоторые интрузии, сложенные магнитными породами, не достигли поверхности фундамента, другие были погребены осадками палеозойского возраста, третьи, возможно, проникли в осадочную толщу, перекрывающую фундамент. Для решения вопроса о том, к какой поверхности приурочена основная масса магнитных тел, по ряду районов проведено сопоставление вычисленных глубин магнитовозмущающих масс с уровнем залегания поверхности складчатого фундамента по буровым, сейсморазведочным и электроразведочным данным.

Такое сопоставление можно провести прежде всего по линии сейсмического профиля вдоль Оренбургской ж. д. от ст. Берчогур до ст. Джусалы (фиг. 8). Поверхность фундамента здесь прослежена по преломляющему горизонту с часто меняющимися граничными скоростями по профилю (от 4200 м/сек до 6000 м/сек). Преломляющий горизонт построен по отдельным сейсмическим зондированиям методом преломленных волн первых вступлений. На этот профиль точками нанесены вычисленные глубины магнитовозмущающих масс, причем только те точки расчетов, которые расположены не далее 10 км от профиля. На профиле видно, что основная масса вычисленных глубин магнитных масс ложится близко к поверхности фундамента с некоторым преобладанием завышенных расчетных глубин. Распределение отклонений вычисленных глубин магнитных масса от уровня поверхности фундамента по этому профилю показано на вариационной кривой (фиг. 10). На этом графике видно, что основная масс точек (61% от общего количества) располагается в интервале от 0 до 0,4 км

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

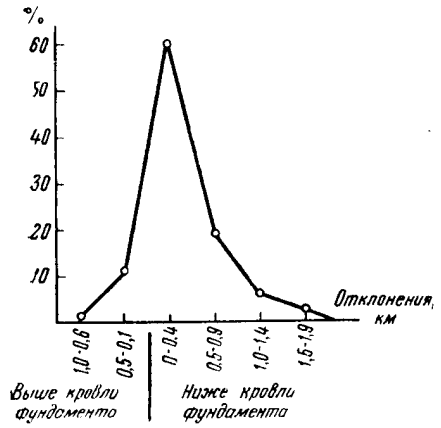


Фиг. 9. Карта распределения глубины магнитовозмущающих масс. Составили Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман, 1959 г.

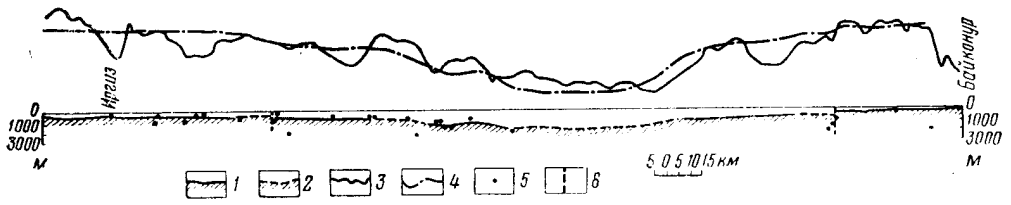
1 — порощы складчатого фундамента на поверхности. *Абсолютные отметки верхней кромки магнитовозмущающих масс: 2* — от 0 и выше; *3* — от 0 до — 1,0 км; *4* — от —1,0 до —2,0 км; *5* — от —2,0 до —3,0 км; *6* — от — 3,0 до —4,0 км; *7* — от — 4,0 км и ниже, *8* — профили сопоставления вычисленных глубин магнитовозмущающих масс с уровнем залегания поверхности фундамента.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

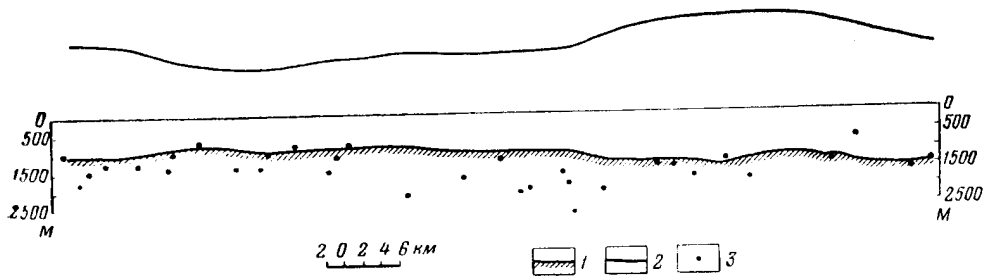


Фиг. 10. Вариационная кривая отклонений вычисленных глубин магнитовозмущающих масс от поверхности фундамента по профилю от ст. Берчогур до ст. Джусалы (по 96 вычислениям).



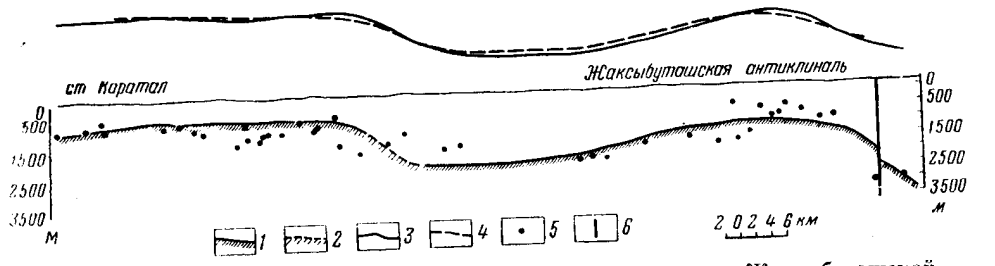
Фиг. 11. Профиль сопоставления геофизических данных от г. Иргиз до г. Байконур.

1 — поверхность фундамента (преломляющий горизонт), по Б. А. Кулубекову и М. С. Боровику; *2* — то же, предположительно; *3* — кривая силы тяжести, по Б. А. Кулубекову и М. С. Боровику; *4* — кривая гравитационного влияния рельефа фундамента; *5* — вычисленные границы залегания магнитовозмущающих масс; *6* — тектонические разломы предположительные.



Фиг. 12. Профиль сопоставления геофизических данных по Аккырской площади.

1 — поверхность фундамента (преломляющий горизонт), по А. Р. Бройтман и В. В. Поповину; *2* — кривая силы тяжести; *3* — вычисленные глубины залегания магнитовозмущающих масс.



Фиг. 13. Профиль сопоставления геофизических данных от Жаксыбуташской антиклинали до ст. Каратал Оренбургской ж. д.

1 — поверхность фундамента (опорный электрический горизонт $\rho \to \infty$), по П. А. Кушину; *2* — то же, предположительно; *3* — кривая силы тяжести, по П. А. Кушину; *4* — кривая гравитационного влияния рельефа фундамента; *5* — вычисленные глубины залегания магнитовозмущающих масс; *6* — тектонические разломы.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ниже преломляющей границы. Поверхность фундамента как бы скользит по верхнему уровню вычисленных глубин магнитных масс.

Подобные сопоставления можно провести по другим участкам исследуемой территории, где различными геолого-геофизическими методами выявлен уровень залегания поверхности фундамента. Так, сейсмической разведкой методом преломленных волн выявлен рельеф кровли фундамента по профилю Иргиз— Байконур (фиг. 11). Сейсмической разведкой (КМПВ) прослежена поверхность фундамента в районе Аккыра, причем кровля фундамента, закартированная сейсморазведкой, подтверждена здесь бурением. Один из профилей этого района с нанесенными точками вычисленных глубин магнитных масс представлен на фиг. 12. Район Жаксыбуташской антиклинали был исследован электроразведкой—вертикальными электрическими зондированиями (ВЭЗ). Опорный электрический горизонт, по которому построена карта, по всей вероятности, связан с кровлей фундамента. Сопоставление опорного электрического горизонта с данными расчетов по магнитным аномалиям проведено здесь по профилю от Жаксыбуташской антиклинали до Оренбургской ж. д. восточнее ст. Челкар (фиг. 13).

По всем трем представленным профилям наблюдается, так же как и по региональному профилю вдоль Оренбургской ж. д., удовлетворительное совпадение точек вычисленных глубин магнитных масс с кровлей фундамента. Большинство отклонений направлено книзу от поверхности фундамента.

Для количественной оценки совпадения вычисленных глубин магнитных масс с уровнем залегания поверхности фундамента на основании сопоставлений по всем четырем профилям была составлена вариационная кривая (фиг. 14). На всех отмеченных профилях нанесено 200 точек определений глубин магнитовозмущающих масс. Из них 24 точки вычисленных глубин (или 12% от общего количества точек) совпали с поверхностью фундамента и были исключены из расчета вариационной кривой. Последняя была построена по 176 точкам определений глубин магнитовозмущающих масс, отклоняющихся на ту или иную величину от кровли фундамента. Таким образом, вариационная кривая показывает характер распределения отклонений вычисленных глубин от выявленного сейсморазведкой или электроразведкой уровня залегания поверхности фундамента. На этой кривой 92 определения (или 52% от 176 точек) расположены в пределах 0,1—0,5 км ниже поверхности фундамента. По профилям имеются отдельные значительные отклонения вычисленных глубин, особенно в сторону большей глубины, но они единичны, что достаточно ярко подчеркивается той же вариационной кривой (см. фиг. 14). Следовательно, наиболее вероятная ошибка в проведении поверхности фундамента по вычисленным глубинам магнитовозмущающих масс лежит в пределах 0,5 км и направлена в сторону большей глубины.

Следует отметить, что на хорошую сходимость вычисленных глубин магнитных масс с кровлей фундамента указывает Т. Н. Розе (1956) для территории Западно-Сибирской низменности. Для соседней к югу территории Южного Устюрта и Туркмении статистический способ обработки результатов вычислений глубин магнитовозмущающих масс для определения глубины залегания фундамента весьма успешно применен Ю. Н. Годиным (1958, 1959).

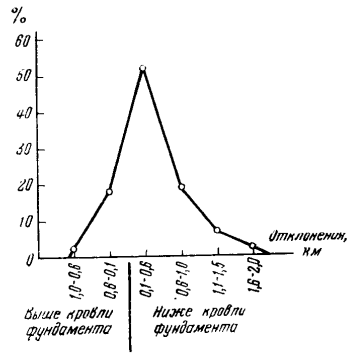
Таким образом, по массовым определениям глубин магнитных масс можно опре елить примерную глубину зале ания поверхности складчатого фундамента. При этом предпочтение следует отдавать точкам с меньшими вычисленными гл бинами, так как по профилям сопоставлений большая часть вычисленных глубин магнитных масс ложится ниже кровли фундамента.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Нужно сказать, что все разобранные выше сопоставления проведены по районам сравнительно неглубокого залегания кровли фундамента (до 2 км). На участках с бо́льшими глубинами залегания фундамента вероятны более значительные в абсолютном выражении отклонения вычисленных глубин магнитовозмущающих масс от его кровли.

Следует отметить, что фундамент значительной части территории северной части Туранской плиты (Южно-Уральский, Арало-Устюртский, Мангышлакский, Южно-Мангышлакский прогибы) сложен немагнитными породами молассового комплекса. В этих районах глубины вычисленных (даже с достаточной точностью) магнитных масс не будут характеризовать уровень залегания кровли палеозойских пород фундамента, а наметят залегание доверхнепалеозойского или даже более древнего структурного этажа.



Фиг. 14. Вариационная кривая отклонений вычисленных глубин магнитовозмущающих масс от поверхности фундамента (по 176 вычислениям).

Следовательно, в районах с глубоким залеганием, где уровень магнитовозмущающих масс расположен глубоко и где фундамент сложен, вероятно, немагнитными породами (как в случае распространения молассового комплекса), необходим особенно осторожный подход к количественной геологической интерпретации данных магнитной разведки.

2. Природа гравитационных аномалий северной части Туранской плиты

а) Общие замечания

Как известно, гравитационное поле определяется в основном тремя геологическими факторами: 1) петрографической неоднородностью складчатого фундамента, 2) рельефом его поверхности и 3) глубинным фактором.

Анализ аномалий силы тяжести важен для решения вопросов тектонического районирования исследуемой территории. При этом нами учитывался первый фактор (неоднородность внутренней структуры фундамента), который в значительной степени обусловливает гравитационное поле.

При рассмотрении локальных участков нами не учитывался глубинный фактор, который проявляется только как региональный фон. Однако при совместном рассмотрении значительных по величине районов региональный фон принимался во внимание.

Породы складчатого фундамента обладают, как правило, большей плотностью, чем породы осадочного чехла, и поэтому рельеф его будет оказывать определенное влияние на гравитационное поле (второй фактор). Наиболее трудной задачей является разделение влияний на гравитационное поле первых двух факторов. Однако в решении этого вопроса помогают данные магнитной разведки, которые в значительной степени контролируют изменения внутренней структуры складчатого фундамента. Следовательно, на основании анализа комплексных данных магнитной и гравитационной разведок представляется возможным выделять те гравита-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ционные аномалии, природа которых связана с уровнем залегания поверхности складчатого фундамента, и далее по ним количественно определять этот уровень.

б) Плотностная характеристика пород геологического разреза

Для того чтобы обоснованно подойти к решению вопроса о количественном влиянии на гравитационное поле различных факторов, прежде всего необходимо знание плотностной характеристики пород геологического разреза, которая может быть составлена по определениям плотности образцов горных пород, взятых из обнажений и буровых скважин.

Плотность горных пород нами определялась по образцам, которые были извлечены из скважин, пробуренных на территории Туранской плиты, и в меньшей степени по образцам, которые были отобраны из обнажений в Южных Мугоджарах.

Определения плотности пород производились на высушенных образцах методом гидростатического взвешивания (на денситометре). Для введения поправки в значение плотности сухой породы (лишенной поровой воды) и приведения, таким образом, плотности породы к естественным условиям для части образцов была определена пористость. Поправка вводилась из расчета полного заполнения пор породы водой удельного веса 1 г/см³.

Плотность пород складчатого фундамента. Результаты наших определений плотности пород фундамента сведены в табл. 1. В эту таблицу внесены результаты определений плотности пород фундамента, выходящих на поверхность в Южных Мугоджарах и извлеченных из скважин, широко разбросанных по территории северной части Туранской плиты. Литологический характер пород фундамента, вскрытых этими скважинами, достаточно подробно отмечался выше (см. гл. II).

По результатам определений плотности образцов некоторых скважин вычислены и построены вариационные кривые (фиг. 15, 16, 17, 18, 19), которые показывают характер распределения полученных результатов. Наиболее вероятные значения плотностей различных комплексов пород по вариационным кривым также внесены в таблицу.

Данные этой таблицы указывают прежде всего на то, что плотность пород фундамента, вскрытых скважинами, меняется в малых пределах — от 2,60 (с поправкой на усыхание) до 2,73 г/см³. Только основные породы Зеленокаменной зоны (образцы из обнажений) обладают средней плотностью, равной 2,93 г/см³. Самые низкие и примерно одинаковые значения плотности имеют породы молассового комплекса Чушкакульской и Куландинской скважин (2,61 и 2,60 г/см³), а также верхнедевонские породы граувакковой формации скважин, пробуренных на площади Жанасу (2,62—2,63 г/см³).

Плотность пород фундамента по остальным скважинам, пробуренным на Южно-Эмбенском максимуме, п-овах Мангышлак и Бузачи и в Восточном Приаралье, примерно одинакова и меняется в очень узких пределах от 2,62 до 2,73 г/см³.

Следует отметить заниженное значение плотности пород палеозоя, вскрытых скважиной в г. Аральске. Однако это связано с тем, что скважиной пройдена только верхняя выветрелая часть пород фундамента, что и отразилось на среднем значении плотности (2,47 г/см³).

Кроме отмеченных в табл. 1 определений плотности пород фундамента, была замерена плотность 35 образцов змеевиков, вскрытых многими скважинами на Кокпектинской антиклинали. Плотность змеевиков этого района колеблется в очень широких пределах от 2,25 г/см³ до 2,82г/см³ (фиг. 20). Такое разнообразие плотностных характеристик змеевиков обусловлено

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Таблица 1

Плотность пород фундамента

Район	Номер скважины	Литология и возраст отложений	Глубины отбора образцов, м	Количество образцов	Плотность сухой породы, г/см³		Среднее значение открытой пористости*, %	Плотность с поправкой на усыхание, г/см³
					Наиболее вероятное значение	среднее значение		
Юго-Западные Мугоджары		Зеленокаменные породы, S_2—D_1	Обнажения	35	2,90	2,93	—	—
Чушкакуль	Г-2	Красноцветы, P_2	580—880	45	2,60	2,56	5 (22)	2,64
Чушкакуль	Г-2 и	Туфосланцы и	880—1240	3	—	2,69	3 (1)	2,72
	Г-1	туфопесчаники, D_2	1188—2145	8				
П-ов Куланды	оп. 1	Песчаники, P_{1+2}	1305—1750	66	2,55	2,53	7 (12)	2,66
Южно-Эмбенский максимум, Жанасу	Г-10	Конгломераты, D_3	2001—2621	28	2,55	2,57	5 (5)	2,62
Южно-Эмбенский максимум, Жанасу	Г-11	Аргиллиты, конгломераты, известняки, D_3	2035—2693	18	—	2,56	7 (2)	2,63
П-ов Бузачи, Кизан	Г-3	Песчаники и аргиллиты, P_2—T_1	1350—2118	26	2,70	2,71	1 (10)	2,71
П-ов Мангышлак, Тюбеджик	Г-1 и Г-3	Песчаники и аргиллиты, T_2—T_3	845—1367	5	—	2,68	1 (1)	2,69
Северо-Восточное Приаралье, г. Аральск	Г-1	Эффузивы, C_1 (?)	723—780	7	—	2,47	—	—
Восточное Приаралье, Тюра-Там	Г-1	Туфопесчаники, аргиллиты, T_1	525—976	4	—	2,69	—	—
Восточное Приаралье, Аккыр	Г-1	Песчаники, T_1 (?)	921—981	3	—	2,73	—	—

* В скобках указано, по какому количеству измерений выведено среднее значение.

тем, что почти все скважины только вскрыли самую верхнюю выветрелую часть пород змеевикового массива. Отдельные скважины прошли по интрузивному массиву некоторый интервал, и извлеченный керн позволил определить плотность змеевиков на разной глубине от их кровли (табл. 2).

Эти данные убедительно показывают, что по мере углубления в массив интрузии плотность слагающих его змеевиков увеличивается. В скважине К-13 на интервале 210—340 м плотность змеевиков увеличивается на 0,18 г/см³, а в скважине К-19 на интервале 289—320 м — на 0,41 г/см³. Следует отметить, что змеевики, поднятые из скважины на Иембетской антиклинали, с глубины 1750 м, обладают плотностью, равной 2,99 г/см³ (В. Ф. Ртищева).

Таким образом, ясно, что на основании замеров плотности змеевиков поверхностных частей интрузии нельзя получить представление об истин-

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

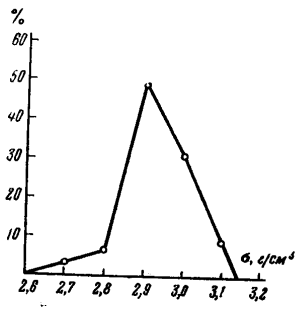
Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Таблица 2

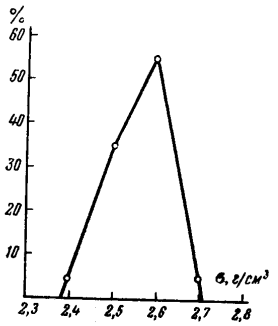
Плотность змеевиков скважин К-13 и К-19 Кокпектинской антиклинали

Скважина К-13			Скважина К-19		
глубины отбора образцов, м	количество образцов	плотность, г/см³	глубины отбора образцов, м	количество образцов	плотность, г/см³
210—220	2	2,25	289—293	1	2,33
237—247	1	2,31	314—320	1	2,74
330—340	1	2,43	—	—	—

ной средней плотности пород всего массива. На это же указывает невыразительный характер вариационной кривой (см. фиг. 20). Плотность пород, слагающих более глубокие части интрузии, несомненно будет большей, чем значения тех плотностей, которые получены в результате замеров образцов с поверхностных ее частей.



Фиг. 15. Вариационная кривая плотности пород основного состава Зеленокаменной зоны Мугоджар (по 35 образцам).



Фиг. 16. Вариационная кривая плотности верхнепермских пород Чушкакульской антиклинали (скв. Г-2, по 45 образцам).

Необходимо отметить, что имеется ряд работ, в которых описываются результаты исследований плотности пород фундамента по образцам из обнажений района северной части Туранской плиты. Так, Н. М. Руховец и З. Т. Телепов приводят сведения о плотностях пород Южных Мугоджар (по 1286 образцам). По этим данным, наиболее вероятные значения плотности пород меняются от 2,70 до 2,95 г/см³, причем породы кислого состава, осадочные и метаморфические, характеризуются наиболее вероятными значениями плотности, равными 2,70—2,75 г/см³, породы основного состава — 2,80—2,95 г/см³.

По А. Н. Тимофееву (1955), плотность осадочных пород палеозоя Южного Урала (по 1217 образцам) меняется от 2,60 до 2,68 г/см³. Магматические породы кислого состава, развитые в этом районе, обладают плотностью, равной 2,60—2,62 г/см³.

Плотность пермо-триасовых пород Мангышлака в среднем равна 2,65 г/см³ (А. Н. Храмов и др.).

Следовательно, плотность пород фундамента по отмеченным выше данным может быть охарактеризована следующим образом:

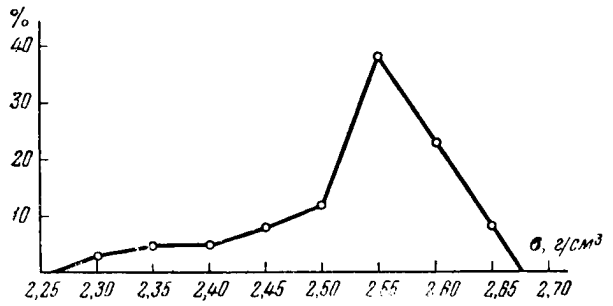
Осадочные породы —2,65 г/см³.

Магматические породы кислого состава и метаморфические породы — 2,65 г/см³.

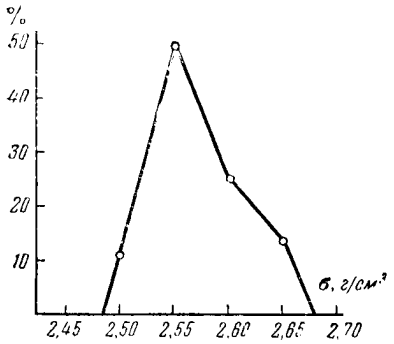
Магматические породы основного состава —2,90 г/см³.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

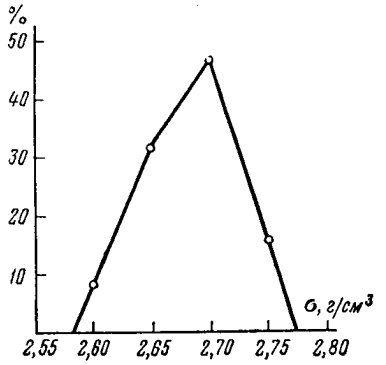
Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



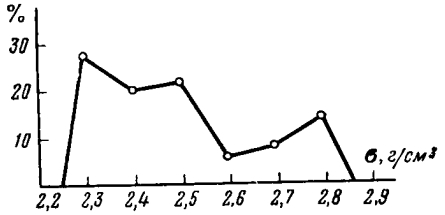
Фиг. 17. Вариационная кривая плотности пород фундамента п-ова Куланды (опорная скважина, по 66 образцам).



Фиг. 18. Вариационная кривая плотности верхнедевонских пород площади Жанасу района Южно-Эмбенского гравитационного максимума (скв. 10, по 28 образцам).



Фиг. 19. Вариационная кривая плотности пород пермо-триаса Кызанской антиклинали (скв. Г-3, по 26 образцам).



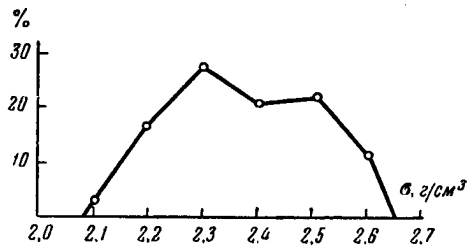
Фиг. 20. Вариационная кривая плотности змеевиков Кокпектинской антиклинали (по 36 образцам).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Плотность пород платформенного чехла. Породы платформенного чехла характеризуются плотностями, варьирующими в значительных пределах. Внутри него выделяются по своим плотностным свойствам отложения верхов триаса и нижней юры, обладающие относительно повышенной степенью эпигенетических изменений и являющиеся нижним структурным подэтажом платформенного чехла.

Плотность пород нижней юры и, возможно, верхов триаса определена по 117 образцам, взятым из скважин Чушкакульской антиклинали. Среднее значение плотности (с поправкой на усыхание) для этих отложений равно 2,45 г/см³ (пористость равна 10%). Однако вариационная кривая (фиг. 21 указывает на имеющиеся значительные отклонения от этого среднего)



Фиг. 21. Вариационная кривая плотности пород нижней юры—верхнего триаса Чушкакульской антиклинали (по 117 образцам).

Отложения того же возраста в образцах из Куландинской скважины обладают средним значением плотности, равным 2,38 г/см³ (без поправки на усыхание).

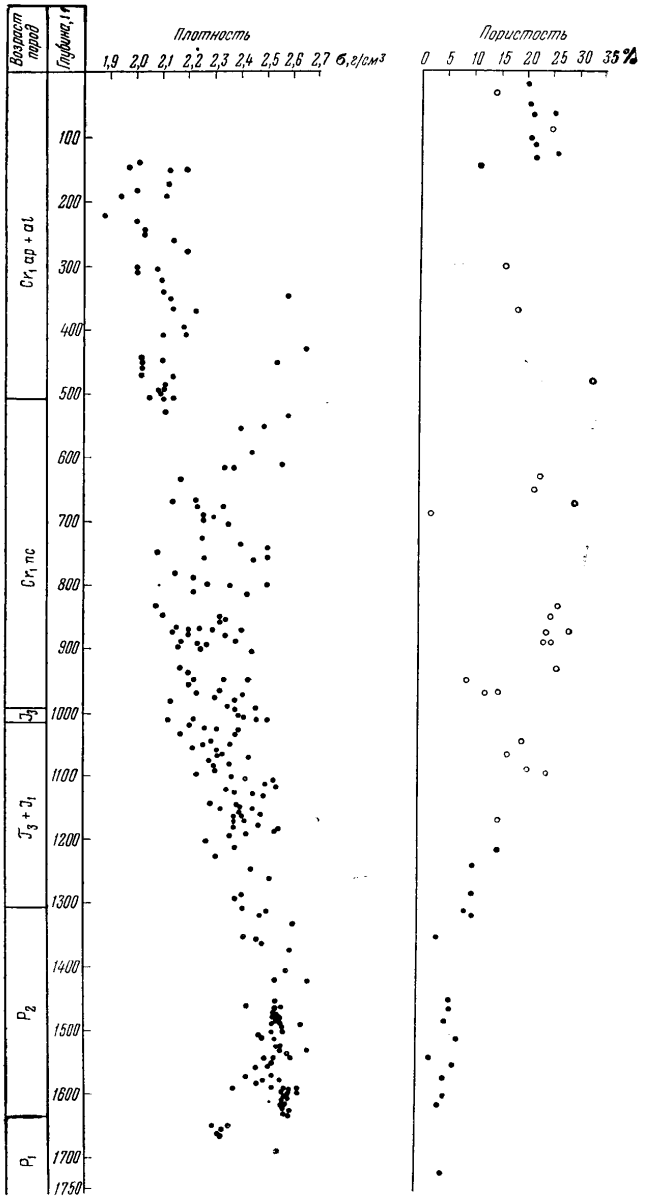
Плотность пород мела нами определялась только по образцам Куландинской скважины (фиг. 22). Среднее значение их плотности (по 106 образцам) равно 2,20 г/см³ (без поправки на усыхание). Отмечается явное увеличение плотности пород с глубиной. Так, среднее значение плотности для наднеокомских пород равно 2,11 г/см³, а для пород неокома — 2,26 г/см³.

Средняя плотность пород всего мезо-кайнозойского комплекса на основании ряда работ (В. Ф. Ртищевой, Л. С. Полака, А. Н. Храмова и др.) примерно равна 2,30 г/см³.

Таким образом, исследования плотностных свойств пород геологического разреза показывают, что поверхность палеозойского фундамента является наиболее гравитационно активной границей. Избыточная плотность пород фундамента по сравнению с породами мезо-кайнозойского чехла может быть различной, главным образом за счет изменения плотности пород фундамента и наличия или отсутствия пород нижнего структурного подэтажа платформенного чехла. Так, в случае, если породы фундамента основного состава перекрываются отложениями мезо-кайнозоя (без нижней юры — верхнего триаса), то избыточная плотность ($\Delta\sigma$) достигнет значения, равного 2,90—2,30 = 0,60 г/см³. Если фундамент, представленный породами кислого состава или осадочными породами, перекрывается отложениями мезо-кайнозоя, то $\Delta\sigma$ = 2,65—2,30 = 0,35 г/см³. И если те же породы фундамента перекрываются отложениями нижней юры — верхнего триаса, заполняющими впадины в рельефе фундамента, то избыточная плотность уменьшается до 0,2 г/см³. Однако следует отметить, что последний крайний результат избыточной плотности удовлетворяет условию, при котором эрозионная поверхность нижней юры должна быть горизонтальной. В случае наличия структуры по поверхности нижней юры, совпадающей в плане со структурой по поверхности палеозоя, гравитационный эффект будет усиливаться.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 22. Плотность и пористость отложений, вскрытых опорной скважиной п-ова Куланды (светлые кружки, по данным М. А. Ясеневой).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

в) Соотношение гравитационного поля с геологическими структурами

Для территории севера Туранской плиты обычно характерен факт прямого соотношения геологической структуры и гравитационного поля. Эта закономерность достаточно ярко подтверждается сопоставлениями гравитационного поля с характером поведения поверхности фундамента в тех местах, где она выявлена детальными геофизическими методами. Особо важны результаты сопоставления геофизических материалов по линии регионального сейсмического профиля от ст. Берчогур до ст. Джусалы (см. фиг. 9). Этот профиль пересекает многие структуры Северного Приаралья, а вместе с ними и различные по гравитационной и магнитной характеристике зоны. По этому профилю устанавливается:

1) изменение характера графиков Δg и особенно ΔT_a при переходе от одной зоны к другой, что лишний раз подтверждает правильность проведенного районирования по геофизическим полям;

2) соответствие поднятий кровли палеозойского фундамента положительным аномалиям силы тяжести и, наоборот, прогибов — отрицательным аномалиям (так, Жанганинской антиклинали Зеленокаменной зоны, антиклиналям Кособинской, Тасаранской, Малых Барсуков — соответствуют локальные максимумы, а синклиналям Челкарской, Джиланской, Тугузской — минимумы Δg);

3) вычисленная кривая гравитационного влияния поверхности фундамента (с избыточной плотностью, равной 0,4 г/см³), в общем достаточно хорошо совпадает с наблюденной. Однако имеются и расхождения между этими графиками, особенно заметные в Куландинско-Прииргизской зоне. Так, значительному по амплитуде максимуму у ст. Коп-Мула на сейсмическом профиле не соответствует поднятие преломляющего горизонта. Правда, здесь сейсмические наблюдения проведены по редкой сети зондирований и, возможно, не отразили существующего на самом деле поднятия. С другой стороны, на графике видно, что этот максимум сопровождается интенсивными магнитными аномалиями, которые свидетельствуют о связи отмеченных аномалий с особенностями петрографического состава фундамента.

Следует отметить, что от Аральска до Новоказалинска профиль проходит вдоль простирания основных структурных линий, и поэтому количественные расчеты, да и качественные соотношения, здесь не показательны.

По профилю Иргиз — Байконур (см. фиг. 11) наблюдается отчетливое соответствие сглаженного уровня аномалий силы тяжести форме кровли фундамента. Причем расчеты с избыточной плотностью, равной 0,4 г/см³, дают наиболее хорошее совпадение вычисленной кривой силы тяжести с наблюденной.

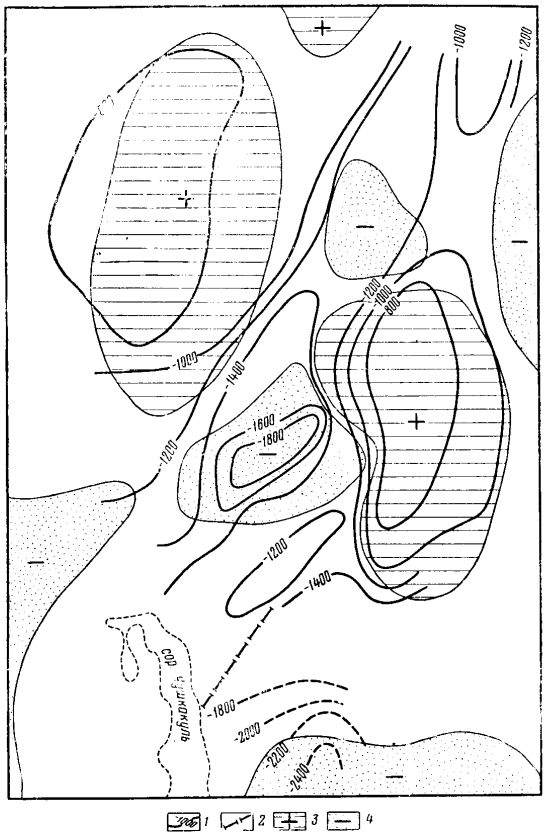
В районе Аккыра (к югу от Сыр-Дарьи) сейсморазведкой (КМПВ) закартирована структура, которая в гравитационном поле не получила четкого отражения в виде максимума. Однако следует отметить, что Аккырская структура расположена в зоне региональной гравитационной ступени и полосовой магнитной аномалии, указывающей на наличие здесь Восточно-Уральского регионального шва и на резкое изменение петрографического состава фундамента. Поэтому, вероятно, что гравитационное влияние рельефа Аккырской структуры затушевывается здесь влиянием на гравитационное поле петрографической неоднородности фундамента.

В Северном Приаралье (на Чушкакульской и Жаксыбуташской антиклиналях), на Северном Устюрте и в районе западного продолжения Каратау были проведены электроразведочные работы.

Для первых трех районов на основании результатов вертикальных электрических зондирований построены структурные карты по опорному

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 23. Сопоставление структурной карты по опорному электрическому горизонту $\rho \to \infty$ и схемы аномалий силы тяжести юга Чушкакульской антиклинали.

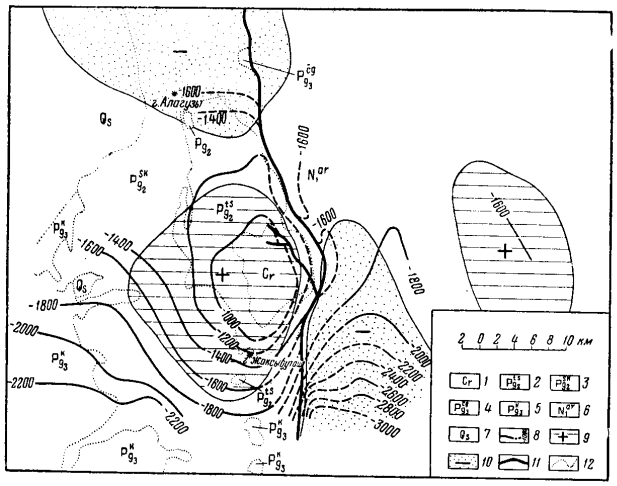
1 — изогипсы опорного электрического горизонта (по Б. А. Бычину); *2* — линия тектонического нарушения по данным электроразведки; *3* — примерные контуры максимумов силы тяжести; *4* — примерные контуры минимумов силы тяжести (по материалам Ф. З. Полойко).

электрическому горизонту бесконечно большого сопротивления. Для всех трех районов поведение опорного электрического горизонта находится в прямом соответствии с гравитационным полем (фиг. 23, 24).

По профилю вертикальных электрических зондирований между Жаксыбуташской антиклиналью и Оренбургской ж. д. (см. фиг. 13), а также по одному из пересечений в районе Северного Устюрта, наблюдается четкое соответствие между поведением кровли опорного электрического горизонта и кривой силы тяжести. Проведенные по этим профилям расчеты гравитационного влияния рельефа опорного электрического горизонта (избыточная плотность 0,4 г/см^3) показали хорошую сходимость вычисленных кривых силы тяжести с наблюденными.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 24. Схема сопоставления геолого-геофизических исследований района Жаксыбуташской брахиантиклинали (составлена по материалам Р. А. Кузьминой, Н. Г. Гурвич и П. А. Кушина).

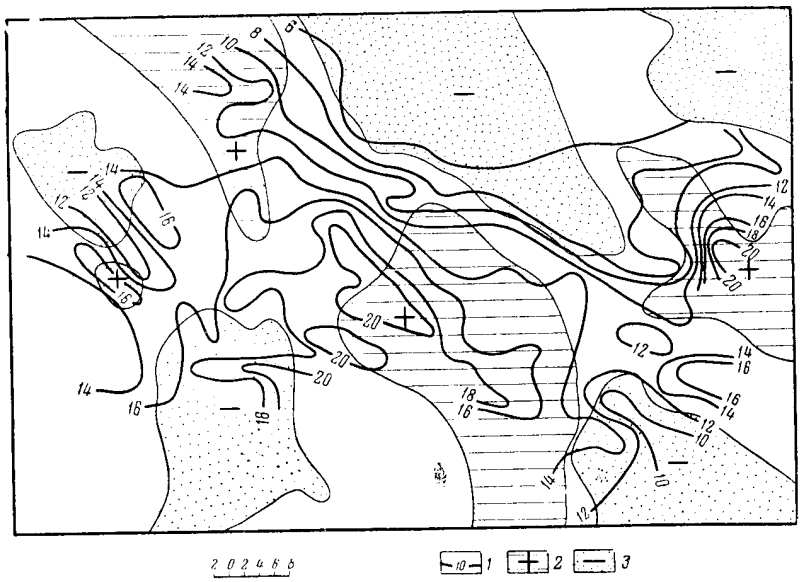
1 — нижне- и верхнемеловые отложения ядра антиклинали; *2* — тасаранская свита среднего и низов верхнего эоцена; *3* — саксаульская свита верхов верхнего эоцена; *4* — чеганская свита нижнего олигоцена; *5* — континентальный средний и верхний олигоцен; *6* — аральская свита нижнего миоцена; *7* — современные песчаные массивы; *8* — изогипсы опорного электрического горизонта; *9*—примерные контуры максимумов силы тяжести; *10* — примерные контуры минимумов силы тяжести; *11* — разломы; *12* — геологические границы.

В результате электроразведочных работ в районе западного погружения хребта Каратау, к северу от Сыр-Дарьи, построены для более западного участка карта изоом (АВ-2000 м) (П. А. Кушин и Р. Э. Чигиринский), а для более восточного участка карта средней напряженности поля теллурических токов (Н. И. Черкашина). Как первая, так и вторая карты несомненно отражают качественную картину поведения поверхности фундамента, который является опорным горизонтом большого удельного электрического сопротивления. Поднятиям фундамента соответствуют повышенные значения кажущегося удельного электрического сопротивления на первой карте и увеличения напряженности поля теллурических токов на второй карте. При сопоставлении этих карт с гравитационным полем (фиг. 25, 26) устанавливается прямое соответствие зон повышенных значений напряженности поля теллурических токов и кажущегося сопротивления — положительным гравитационным аномалиям. Имеется ряд частных отклонений от этого преобладающего соответствия, которые, вероятно, связаны, с одной стороны, с влиянием на электроразведочные данные горизонтального градиента удельного электрического сопротивения пород, перекрывающих фундамент, а с другой стороны, с влиянием петрографической неоднородности фундамента на гравитационное поле.

Следует отметить, что гравитационное поле здесь отличается значительной интенсивностью. Это указывает на то, что по всей вероятности поднятия фундамента, устанавливаемые по электроразведке, сопровождаются еще и увеличением плотности пород, слагающих своды структур.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 25. Схема сопоставления геофизических данных западного участка района погружения хребта Каратау (по данным О. Г. Осташенкова).

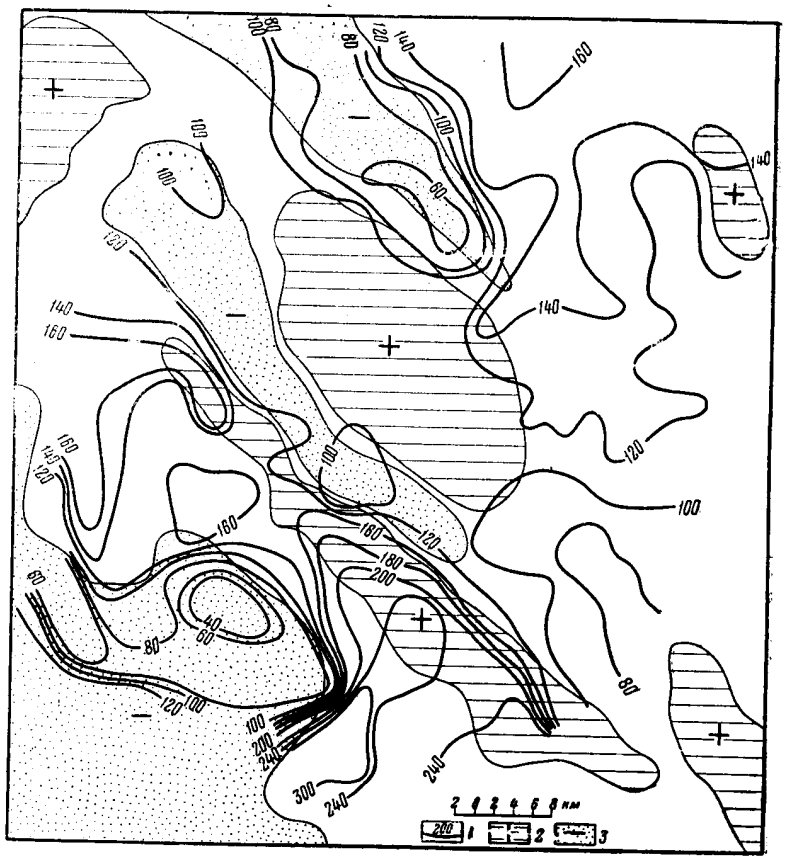
1 — линии равных значений кажущегося удельного электрического сопротивления (АВ-2000 м); *2* — примерные контуры максимумов силы тяжести; *3* — примерные контуры минимумов силы тяжести.

На п-ове Бузачи по условному горизонту сейсморазведкой МОВ прослежена поверхность пермо-триаса по меридиональному профилю от Северо-Бузачинского поднятия на севере до Южно-Бузачинского прогиба на юге (фиг. 27). Еще далее к югу, до хребта Мангышлакского Каратау, поверхность пермо-триаса достроена на основании сопоставления с данными характера поведения III отражающего горизонта и условного горизонта параллельного сейсмического профиля, пересекающего Каратау. По профилю отмечается соответствие локальных максимумов силы тяжести поднятиям кровли пермо-триаса. Вычисленная кривая гравитационного влияния рельефа поверхности пермо-триаса (избыточная плотность 0,4 г/см^3) удовлетворительно совпадает с наблюденной кривой в северной части профиля. Здесь наблюдается только несколько заниженная амплитуда вычисленного гравитационного максимума на Северо-Бузачинском поднятии по сравнению с амплитудой наблюденной аномалии силы тяжести. Увеличение избыточной плотности для расчетов больше, чем 0,4 г/см^3, является нереальным, к тому же увеличение ее на 0,1 г/см^3 не приведет к значительному улучшению сходимости кривых. Вероятнее всего, в своде Северо-Бузачинской структуры несколько увеличивается плотность пород фундамента.

От Джузбайского поднятия к югу вычисленная кривая Δg начинает значительно расходиться с наблюденной, и здесь появляется остаточный гравитационный минимум, который указывает на недостаток масс на глубине. Как указывалось, плотность пермо-триасовых пород Мангышлака не ниже, чем плотность пород палеозоя п-ова Бузачи, и, следовательно, изменением плотности пород верхних частей фундамента нельзя объяснить отмечающийся на профиле остаточный гравитационный минимум. Имея в виду большую мощность пермо-триасовых отложений (8 км), логичнее всего объяснить этот остаточный минимум силы тяжести наличием здесь

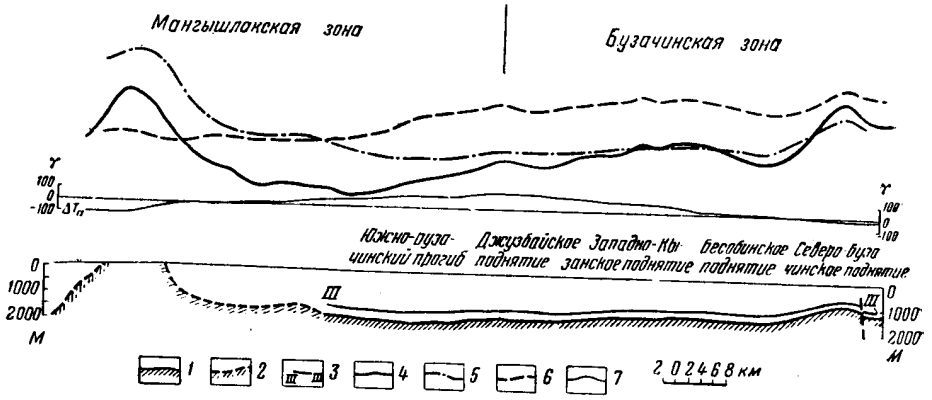
Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9



Фиг. 26. Схема сопоставления геофизических данных восточного участка района погружения хребта Каратау (по данным О. Г. Осташенкова).

1 — линии равных значений средней напряженности поля теллурических токов; *2* — примерные контуры максимумов силы тяжести; *3* — примерные контуры минимумов силы тяжести.



Фиг. 27. Профиль сопоставления геолого-геофизических данных района п-ова Бузачи.

1 — поверхность фундамента (условный отражающий горизонт), по А. И. Димакову; *2* — поверхность фундамента, проведенная условно по аналогии с соседними профилями; *3* — III опорный отражающий горизонт по А. И. Димакову; *4* — кривая силы тяжести по А. И. Димакову; *5* — кривая гравитационного влияния рельефа фундамента; *6* — остаточная кривая силы тяжести *7* — кривая ΔTa.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

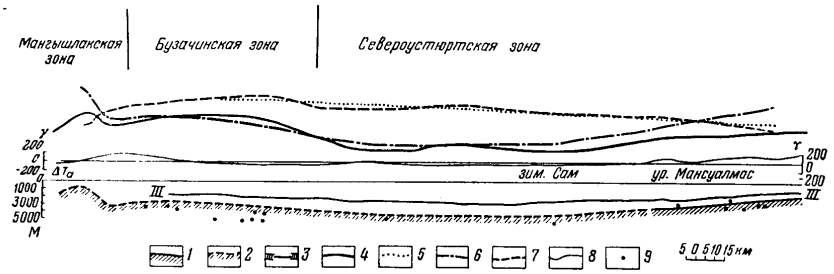
Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

прогиба глубинных слоев земной коры. Этот прогиб, по-видимому, ограничен на севере крупным разломом, так как к северному краю остаточного минимума приурочена полосовая положительная магнитная аномалия.

Северный Устюрт от Южно-Эмбенского поднятия к Центрально-Устюртской аномалии силы тяжести пересечен региональным сейсмическим профилем (фиг. 28), по которому прослежен III отражающий горизонт (подошва неокома). Поведение этого горизонта находится в прямом соответствии с кривой силы тяжести. Несоответствие наметилось только на одном минимуме Каратюлей, который, судя по данным сейсморазведки, расположен на периклинали поднятия по подошве неокома. Свод этого поднятия, вероятно, расположен восточнее, где наблюдается некоторое увеличение значений силы тяжести. Имея в виду то обстоятельство, что с поверхностью фундамента связан основной скачок плотности и что рельефом этой поверхности создается наибольший гравитационный эффект, можно сделать вывод о примерно согласном залегании на Устюрте поверхности фундамента с III отражающим горизонтом. Следовательно, наметившаяся прямая связь между поведением III отражающего горизонта и кривой силы тяжести дает возможность качественно наметить форму поверхности фундамента по этому профилю.

Для определения глубины залегания поверхности фундамента применен способ расчета с одной поверхностью раздела (эффективной плотностью 0,4 г/см³). Предварительно был учтен региональный фон, создающий постепенное (прямая линия) увеличение силы тяжести с севера на юг. Этот фон улавливался нами еще при расчетах по гравитационным аномалиям в районе Челкарской синклинали. Тот же гравитационный фон устанавливается расчетами на северном участке разбираемого профиля, где поверхность палеозоя установлена сейсморазведкой, и прослеживается по нему до Бузачинской зоны, где глубина залегания поверхности фундамента приблизительно может быть установлена с учетом характера залегания III отражающего горизонта и на основании расчетов по магнитным аномалиям.

На этом участке некоторые небольшие локальные отклонения остаточной ривой Δg от прямой линии регионального фона связаны с тем, что при проведении поверхности фундамента учитывался характер поведения III отражающего горизонта, который только в общем совпадает с кривой силы тяжести.



Фиг. 28. Профиль сопоставления геофизических данных от Южно-Эмбенского гравитационного максимума до Мангышлакской зоны.

1 — поверхность фундамента (?) (условный отражающий горизонт «б»), по И. Н. Поповой; *2* — поверхность фундамента по гравитационным и магнитным данным; *3* — III опорный отражающий горизонт (подошва неокома), по Я. М. Огороднику; *4* — кривая силы тяжести, по данным Л. Я. Тушканова; *5* — региональный фон силы тяжести; *6* — кривая гравитационного влияния рельефа фундамента; *7* — остаточная кривая силы тяжести; *8* — кривая ΔT_a; *9* — вычисленные глубины залегания магнитовозмущающих масс.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Южнее кровля фундамента построена по аналогии с более восточными и западными районами, где глубина залегания поверхности фундамента выяснена или бурением (Айбугир), или сейсморазведкой. Здесь, на остаточной кривой силы тяжести фиксируется отрицательная аномалия с минимумом в районе наибольшего поднятия поверхности пермо-триаса. Отмеченный остаточный минимум силы тяжести и здесь, так же как и по профилю п-ова Бузачи, связан, вероятно, с прогибом глубинных слоев земной коры. Как раз к северному крылу этого минимума, так же как и на п-ове Бузачи, приурочена линейная магнитная аномалия, отражающая, по-видимому, серию разломов, по которой происходило опускание Мангышлакской зоны. Только здесь эта линия разломов приближена к Мангышлакской мегантиклинали, а на п-ове Бузачи она располагается севернее основной зоны Мангышлакских поднятий.

Следует отметить, что в районе Султан-Уиздага также наблюдается (по Н. В. Эпштейну) хорошее прямое соответствие формы поверхности фундамента с гравитационным полем.

На территории северной части Туранской плиты имеются районы, в которых наблюдается более сложная связь между геологическими структурами и гравитационным полем. Так, в районе северо-западного Устюрта вообще не наблюдается четкого соответствия поведения рельефа поверхности палеозоя с гравитационным полем. Здесь не получили отражения в виде максимумов на гравитационном поле такие интенсивные структуры, выявленные сейсморазведкой по III отражающему горизонту, как Букен, Кумтюбе, Чагырлы, Аксай. Однако всем этим структурам соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести.

Сопоставление геофизических и геологических данных для различных участков северной части Туранской плиты позволяет сделать ряд общих выводов.

1. Для территории северной части Туранской плиты в общем характерно прямое соответствие максимумов силы тяжести поднятиям фундамента и, наоборот, минимумов — прогибам.

2. В отмеченной закономерности имеются отклонения двух типов. Во-первых, когда структурам по поверхности фундамента соответствуют зоны высоких градиентов силы тяжести. Во-вторых, когда максимуму силы тяжести не соответствуют поднятия по кровле фундамента. Однако в этом случае гравитационные аномалии сопровождаются, как правило, интенсивными магнитными аномалиями, указывающими на наличие в фундаменте внедрений магнитных и плотных пород.

3. По гравитационным аномалиям представляется возможным рассчитывать глубину залегания кровли фундамента (по простой формуле $\Delta H = \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{2\pi f \Delta\sigma}$ или способом подбора по палетке Гамбурцева). При таких расчетах избыточную плотность мы брали равной 0,4 г/см^3. Эта величина несколько завышена по сравнению с теми, которые получились в результате анализа плотностного разреза (если не учитывать случая, когда фундамент представлен основными породами). Однако это оправдано тем, что более глубокие и более тяжелые толщи пород внутри фундамента, залегающие, вероятно, в общем согласно с вышележащими, создают добавочный гравитационный эффект, увеличивая положительные аномалии, соответствующие поднятиям, и уменьшая аномалии, соответствующие прогибам.

4. Количественные расчеты по гравитационным аномалиям можно проводить только в пределах каждой из выделенных зон. Расчеты по одинаковой схеме, охватывающие несколько зон, могут привести к ошибкам, так как в различных зонах может меняться влияние на гравитационное поле глубинных факторов (Мангышлакская зона) или же произойти смена петрографического состава пород фундамента (Зеленокаменная зона).

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

3. Методика построения структурной карты поверхности складчатого фундамента по геофизическим данным

Наиболее простой и точный способ построения структурной карты поверхности фундамента основан на использовании данных бурения и региональных сейсмических профилей. Однако большинство скважин, вскрывших фундамент, расположено в северной части территории, в районах неглубокого (первые сотни метров) залегания фундамента (Примугоджарье, северная часть Тургайского прогиба) и лишь редкие скважины вскрыли фундамент, залегающий на значительной глубине. Региональные сейсмические профили, по которым прослежена поверхность складчатого фундамента, распределены крайне неравномерно и на участках сравнительно неглубокого его залегания.

Составление структурной карты по геофизическим данным без достаточно густой сети контрольных буровых скважин и сейсмических профилей представляет собой труднейшую задачу и решить ее при настоящем уровне фактического материала представляется возможным только в первом приближении.

В связи с тем, что почти вся исследуемая территория заснята аэромагнитной съемкой, результаты этого метода могут дать первую целостную картину о глубине залегания фундамента. И действительно, уже при районировании территории по характеру геомагнитного поля в какой-то степени предопределялись зоны с относительно более глубоким и более мелким залеганием фундамента. Глубина залегания фундамента. отражается на степени возмущенности магнитного поля (величина градиентов напряженности ΔT_a). Так, всей территории восточного Приаралья соответствует, в основном, относительно возмущенное магнитное поле, что указывает на сравнительно неглубокое залегание фундамента. Возмущенным магнитным полем характеризуются также районы Примугоджарья, северного Приаралья, северо-западной части Тургайской впадины и Султан-Уиздага.

Спокойным магнитным полем характеризуются зоны юго-восточной части Тургайского прогиба, Устюрта и центральной части Аральского моря, что указывает на относительно глубокое залегание фундамента.

Для получения количественного представления о глубине залегания фундамента построена карта распределения глубин магнитовозмущающих масс. Эта карта дает возможность определить средний уровень залегания фундамента различных участков исследуемой территории в зависимости от преобладания точек того или иного условного знака (см. фиг. 8). Но построение карты глубины залегания магнитных масс в изолиниях с учетом всех полученных расчетов не является рациональным, так как такая карта в силу разной глубины залегания возмущающих масс по отношению к поверхности фундамента не отразила бы действительной картины его рельефа. По нашему мнению, наиболее правильным подходом к определению по магнитным данным, глубины залегания фундамента, а следовательно и крупных черт его рельефа, является тот, который основан на использовании осредненного значения массовых расчетов глубин магнитовозмущающих масс по магнитным аномалиям.

Исходя из этих положений, глубина залегания фундамента достаточно обоснованно может быть определена на территории Примугоджарья, северного и восточного Приаралья и района Султан-Уиздага, где имеется достаточно большое количество точек определения глубин магнитных масс. Менее точно по данным магниторазведки может быть определен уровень залегания фундамента на территории Устюрта, где точки определения глубин магнитовозмущающих масс крайне редки и где в результате этого не может быть применен статистический подход к решению

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

вопроса. Кроме того, на этой территории развит довольно мощный практически немагнитный молассовый комплекс верхнего палеозоя, о котором уже неоднократно говорилось выше.

После определения примерного уровня залегания кровли фундамента мы приступили к составлению карты в изолиниях. При построении этой карты использовались аномалии силы тяжести (в редукции Буге) и структурные карты по отложениям осадочного чехла. Сечение стратоизогипс поверхности фундамента для северного и восточного Приаралья, Тургайской впадины и района Султан-Уиздага принято 0,5 км, для остальной территории — 1 км. Северное Приаралье относительно хорошо изучено структурно-геологической и гравиметровой съемками, фундамент восточного Приаралья в значительной части закартирован сейсморазведкой. Тургайская впадина и район Султан-Уиздага пересечены рядом сейсмических профилей, по которым прослежена поверхность фундамента. В ряде других мест для того, чтобы подчеркнуть некоторые особенности структуры, изолинии также проведены через 0,5 км (район Каратау и др.).

Ранее выявленная закономерность соответствия максимумов силы тяжести поднятиям фундамента позволила использовать данные гравиразведки при построении карты глубины залегания фундамента. Совпадение максимума силы тяжести с положительной структурой по поверхностным отложениям осадочного чехла трактовалось как бесспорное наличие здесь поднятия поверхности фундамента.

С большой осторожностью мы подходили к интерпретации тех гравитационных аномалий, которые расположены в районах с до сих пор еще не выясненным структурным планом поверхностных отложений осадочного чехла. В случае сопутствия гравитационному максимуму положительной магнитной аномалии сходной формы делался вывод о петрографической природе этого максимума, и при построении карты он учитывался только в том случае, если и здесь отмечалась структура в осадочном чехле.

Амплитуда поднятий и прогибов фундамента по гравитационным аномалиям вычислялась по простой формуле для плоско-параллельного слоя или, если аномалия узкая, способом подбора по палетке Гамбурцева. Избыточная плотность в этих расчетах принималась равной 0,4 г/см^3. Эти расчеты привязывались к отправным пунктам, которыми являлись, в основном, глубина залегания поверхности палеозоя, выявленная по линиям сейсмических профилей, и единичные данные буровых скважин.

Для районов Аральского моря и некоторых участков, прилегающих с севера к Букантау, где не проведена гравиразведка, изолинии поверхности фундамента проводились на основании вычисленных глубин магнитовозмущающих масс и данных структурно-геологических съемок с учетом вероятного распространения молассового комплекса. Если антиклиналям, известным по геологическим данным, соответствовали уменьшенные глубины магнитовозмущающих масс, то считалось, что и по поверхности фундамента здесь существует поднятие (антиклиналь островов Аральского моря).

Для территории Устюрта и Мангышлакской зоны, где данные магниторазведки, с точки зрения определения глубины фундамента, очень скудны, основой для построения карты послужили данные гравиразведки. Следует отметить, что здесь, в зоне глубокого прогибания, фундамент представлен верхнепалеозойскими молассовыми отложениями, которые являются практически немагнитными. Поэтому вычисленные глубины магнитовозмущающих масс для этих зон будут глубже поверхности фундамента. Однако плотностные свойства этих отложений сходны с установленной плотностной характеристикой пород фундамента других районов Туранской плиты, и поэтому рельеф фундамента будет оказывать здесь также заметное влияние на характер гравитационного поля.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Опорными данными для построения карты этой части территории послужили: а) глубина залегания фундамента в скважинах на п-ове Куланды, в Айбугире, Тюбеджике и Кызане; б) сейсмические профили на п-ове Бузачи и Мангышлак, по которым прослежена поверхность пермо-триаса (см. фиг. 27); в) данные сейсморазведки и электроразведки о глубине залегания кровли фундамента (?) по району северного чинка Устюрта; г) сейсмический профиль: Южно-Эмбенское поднятие — Мангышлакская зона, по которому прослежен III отражающий горизонт (подошва неокома) (см. фиг. 28).

Таким образом, из изложенного ясно, что для северной части Туранской плиты представляется возможным составить сводную структурную карту поверхности фундамента, используя описанную выше методику. Эта структурная карта, естественно, для отдельных районов будет иметь различную степень точности и достоверности, которая зависит главным образом от современного уровня фактического материала, весьма неравноценного для этой громадной территории. Ниже мы перейдем к описанию построенной таким образом карты глубины залегания поверхности фундамента северной части Туранской плиты.

4. Глубина залегания поверхности складчатого фундамента

Большая часть рассматриваемой территории характеризуется сравнительно небольшими (до 1—2 км) глубинами залегания поверхности фундамента (фиг. 29). К этой части относятся районы: Примугоджарья, сравнительно неглубокой Тургайской впадины, северо-восточного, восточного и юго-восточного Приаралья, района Каратау и Букантау и узкой полосы Мангышлакской зоны поднятий.

В южной части Челкарской синклинали, в наиболее прогнутом участке Тургайского прогиба, в районах Аральского моря и Северного Устюрта фундамент залегает на глубинах, превышающих 2 км. Поверхность фундамента на глубинах 3—4 км и более расположена в пределах Северного Устюрта и отдельных участков Аральского моря.

На территории, расположенной к югу от обнаженной части Урала, наблюдается ряд линейных зон поднятий и опусканий фундамента, вызванных в большинстве случаев унаследованными мезо-кайнозойскими движениями. На западе, в пределах Зилаирской зоны, фундамент плавно погружается в южном направлении от 0 (в абсолютных отметках), в районе ст. Изембет, до —1,5 км на широте оз. Чушкакуль.

На южном продолжении Уралтауской зоны фундамент погружен на незначительную глубину. Здесь прослеживается серия унаследованных поднятий, примыкающих к Сакмарско-Кокпектинскому региональному разлому. Эта полоса поднятий намечается стратоизогипсами 0, немного южнее 0,5 км. Вдоль западного подножья Мугоджар, в районе развития верхнепалеозойских моласс, изолинией 0,5 км вырисовывается неглубокий прогиб в мезо-кайнозойском чехле, проявляющийся в виде Предмугоджарской синклинали. К югу фундамент погружается, и у северного чинка Устюрта эта полоса поднятий заканчивается структурным носом (по изогипсе 2,0 км), который упирается в широтный разлом, приуроченный к северному чинку Устюрта.

Следующая к востоку приподнятая полоса залегания фундамента расположена в пределах Чушкакульской унаследованной антиклинали, которая находится на прямом продолжении к югу антиклинали зеленокаменных пород главного Мугоджарского хребта. Здесь она разбита продольными разломами на ряд ступенчатых блоков, залегающих на различных

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

глубинах и с разной интенсивностью погружающихся к югу. Абсолютная отметка поверхности фундамента центрального блока у оз. Чушкакуль равна —350—400 м, западного и восточного блоков —до — 1,5 км. Южнее Чушкакульская и Уралтауская полосы поднятий по стратоизогипсе 2 км образуют единый структурный нос.

Далее к востоку прослеживается узкая Берчогурская инклиналь, центральная часть которой (у параллели 47°30′) оконтурена изогипсой 1,5 км. На востоке синклиналь ограничена линией приподнятого залегания фундамента, которая тянется в виде структурного носа от антиклинали зеленокаменных пород хребта Жангана на севере до чинка Устюрта на юге. По восточному краю поднятия проходит разлом. Это поднятие, постепенно погружаясь к югу, у северных чинков Устюрта имеет абсолютную отметку залегания фундамента — 3,0 км и здесь отклоняется к юго-востоку навстречу поднятию, расположенному в пределах Северо-Аральского максимума силы тяжести и оконтуренному изогипсой 3,0 км.

Восточнее Жанганинского разлома располагается широкий Челкарский прогиб, который лежит на погружении Урало-Тобольской зоны. На севере он четко вырисовывается стратоизогипсами 0,5 и 1,0 км. К югу поверхность фундамента погружается и у широты 47°20′ достигает абсолютной отметки более — 2 км, образуя широкую ванну изометричной формы. На широте сора Чушкакуль намечается пережим прогиба, который хорошо виден по стратоизогипсе 2,0 км. Далее на юг фундамент постепенно погружается и абсолютная отметка его поверхности превышает — 3 км. Близ северных чинков Устюрта он ограничивается Северо-Аральским поднятием.

Восточной границей Челкарского прогиба является цепочка поднятий Куландинско-Прииргизской зоны. На севере в этой полосе выявляются два выступа фундамента (выше 0), которые соответствуют Карачулакской и Кособинской антиклиналям. Южнее на Жаксыбуташской антиклинали поверхность фундамента закартирова а электроразведкой. Она лежит в своде антиклинали на отметке выше —1,0 км. По ее восточному борту проходит разлом. К югу прослеживается цепочка постепенно погружающихся поднятий. На Куландинской антиклинали кровля фундамента отбита скважиной на абсолютной отметке — 1220 м. Еще далее к югу намечается линейное поднятие по островам Аральского моря (изогипса 2,0 км). Эта полоса повышенного залегания фундамента, приуроченная к западной части Куландинско-Прииргизской зоны, прослеживается от обнаженной части Урала до южной части Аральского моря на расстоянии 550 км.

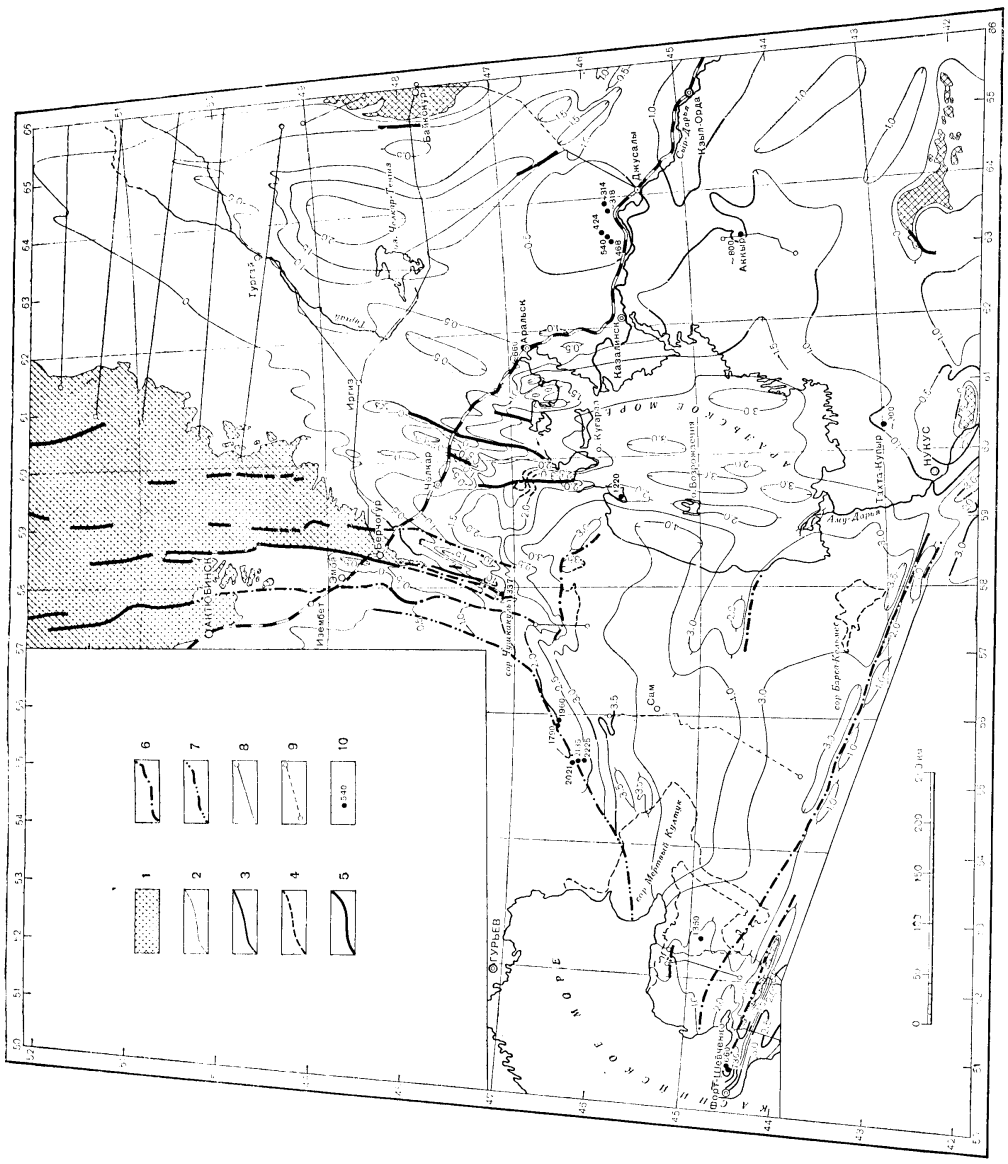
С востока описанная линия поднятий на всем протяжении ограничена рядом глубоких погружений фундамента, соответствующих Джиланской синклинали. Так, на широте ст. Челкар фиксируется опускание фундамента, оконтуренное изогипсой 1,0 км, а на широте Жаксыбуташской антиклинали изогипсой 3,0 км. Такая же глубина этой пониженной полосы залегания фундамента сохраняется и в пределах Аральского моря.

К востоку зона глубокого залегания фундамента сменяется новой полосой поднятий, основное из которых отвечает Тасаранской антиклинали и вытянуто почти в меридиональном направлении от палеозойского массива Жаман-Шин до северных берегов Аральского моря. Восточный борт поднятия рассечен продольным разломом. Далее к югу уже в пределах Аральского моря намечается продолжение этой полосы относительно приподнятого залегания фундамента между прогибами, оконтуренными изогипсами 3,0 км.

Далее к востоку, за разломом Тасаранской антиклинали, расположена Тугузско-Аятская зона, к западной части которой в северном Приаралье приурочена четко выраженная Тугузская синклиналь. В ее пределах у

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9


Тургай
Иргиз
Обручев
Кушмурун
Чиганак
Кызылжар
Кокпекты
Аягуз
Аральск
Казалинск
Джусалы
Кзыл-Орда
Акмола
Караганда
Сары-Арка
Балхаш
Сатпаев
Сарыозек
Чу
Или
Алма-Ата
Фрунзе
Иссык-Куль
Нарын
Сусамыр
Кегеты
Кочкорка
Ат-Баши
Джалал-Абад
Ош
Ферганская
Ташкент
Чирчик
Ангрен
Кувасай
Коканд
Наманган
Андижан
Маргелан
Сыр-Дарья
Чарджуй
Бухара
Каракумский канал
Каракумы
Ашхабад
Небит-Даг
Красноводск
Кара-Богаз-Гол
Мангышлак
Гурьев
Уральск
Актюбинск
Оренбург
Орск
Илек
Челкар
Эмба
Каспийское море
Аральское море
Сыр-Дарья
Амударья
Мургаб
Теджен
Атрек
Кушка
Кабул
Термез
Душанбе
Курган-Тюбе
Кулябский
Ленинабад
Ходжент
Ташкумыр
Фрунзенский
Джамбул
Чимкент
Туркестан
Кзыл-Кия
Ош
Нарын
Иссык-Куль
Сусамыр
Кегеты
Кочкорка
Ат-Баши
Джалал-Абад

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

параллели 48° фундамент лежит на отметках, близких к нулю. К югу происходит постепенное погружение поверхности фундамента: у железной дороги—до—0,5 км, у северных берегов Аральского моря—глубже—1,5 км, а в самом море, в районе восточнее острова Барса-Кельмес,— до —3,0 км. К южному берегу Аральского моря в этой пониженной полосе залегания фундамента намечается подъем его поверхности до —2,0 км.

В восточной части Тугузско-Аятской зоны намечается полоса приподнятого положения фундамента, которая соответствует в северном Приаралье антиклинали Малых Барсуков и на карте вырисовывается рядом изогипс в виде погружающегося к югу структурного носа: у линии железной дороги абсолютная отметка поверхности фундамента несколько выше —0,5 км, а у острова Кугарал падает до — 2,0 км.

В северо-восточном Приаралье и юго-западной части Тургайской впадины, в пределах Аральско-Кустанайской и Жуванской зон, отмечается еще ряд опущенных и приподнятых, но менее протяженных полос залегания фундамента,в основном, меридионального простирания. Эти поднятия и опускания поверхности фундамента, так же как и в остальной части погребенных уралид, связаны с унаследованными мезо-кайнозойскими структурами платформенного чехла. Здесь выделяются довольно интенсивные поднятия на полуострове Тюб-Караган и близ оз. Камышлыбаш, своды которых оконтурены изогипсами 0,5 км. Не менее отчетливо по стратоизогипсе 0,5 км видна Нижне-Тургайская синклиналь и другие структуры.

Восточнее площади резко дифференцированного залегания поверхности фундамента, т. е. примерно восточнее меридиана 63°, расположена область сравнительно спокойного залегания поверхности фундамента Тургайской впадины. Северная ее часть неглубокая (до —0,5 км). Между параллелями 49 и 48° располагается наиболее глубокая ее часть — Тургайский прогиб, оконтуренный изогипсой 2,0 км. Прогиб продолжается к юго-востоку в виде вытянутой полосы шириной в 65 км (по изогипсе 1,0 км) до северо-западного погружения Каратау. На северо-западном продолжении Малого Каратау выделяется зона приподнятого залегания фундамента с глубинами менее 0,5 км. В пределах Тургайской впадины имеется ряд довольно глубоких узких грабенов, выполненных отложениями нижнего структурного подэтажа платформенного чехла (Кушмурунский и др.). Эти грабены с резко пониженным залеганием фундамента нами на карте не показаны, так как они занимают относительно небольшую площадь.

К югу от Тургайского прогиба изогипсой 0,5 км оконтурено обширное Нижне-Сыр-Дарьинское поднятие, южная часть которого закартирована сейсморазведкой и разбурена до фундамента.

В восточном Приаралье изогипсы, проведенные по данным сейсморазведки, имеют сложную конфигурацию, намечая два обширных прогиба (по изогипсе 1,0 км). По оси первого — Кзыл-Ординского, открытого к востоку, проходит Сыр-Дарья. Второе открывается в пределы Аральского моря. В районе Аккыра намечается подъем рельефа фундамента, оконтуренный по данным сейсморазведки изогипсой 800 м.

На юге выходы Букантауских гор опоясываются нулевой изогипсой. К северо-востоку и к западу от Букантау по изогипсе 1,0 км намечаются неглубокие прогибы, которые, видимо, выполнены верхнепалеозойскими молассами.

К выходам древних пород Султан-Уиздага приурочено крупное поднятие поверхности фундамента. Изогипсы здесь проведены по данным сейсморазведки. Султан-Уиздагское поднятие полого погружается к северу и северо-западу и резко к юго-западу.

Отсюда в юго-западном направлении прослеживаются два прогиба (по изогипсе 3,0 км) северо-западного простирания, между которыми сейсморазведкой по изогипсе 2,0 км зафиксировано поднятие.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

К северо-западу от поднятия района Султан-Уиздага, в пределах Кассарминско-Султан-Уиздагской зоны намечается еще несколько участков приподнятого залегания фундамента (выше — 2,0 км): в районе п-оваМуйнак и Кассарминского поднятия. Мангышлакская зона характеризуется серией линейно вытянутых поднятий с залеганием фундамента выше 1,0 км. У западного конца линий Мангышлакских поднятий фундамент местами выходит на поверхность. На периферии этих выходов поверхность фундамента по ряду профилей отбита сейсморазведкой (Дьяков, 1957; Димаков, 1959, Коган, 1959). Зона Мангышлакских поднятий прослежена на расстоянии 750 км. По северному их борту проходит разлом, параллельно которому с севера располагаются приразломные мульды, оконтуренные на востоке изогипсой 3,5 км, в центре — 3,0 км. На западе изогипсой 2,0 км вырисовывается Южно-Бузачинский прогиб.

К северу от восточного конца Мангышлакской зоны, в районе сора Барса-Кельмес, располагается Барсакельмесский прогиб. Глубина фундамента здесь больше 3,0 км.

От Барсакельмесского прогиба до полуострова Бузачи прослеживается зона повышенного залегания фундамента северной части Бузачинской зоны. Глубина фундамента здесь погружается с запада на восток. На полуострове Бузачи она меньше 1,0 км, в восточной части этой зоны — почти 3,0 км.

Севернее в пределах Северо-Устюртской и Косбулакской зон, от Каспийского моря до Аральского располагается глубокий Северо-Устюртский прогиб, оконтуренный изогипсой 4,0 км. Северо-Устюртский прогиб на севере ограничивается Южно-Эмбенским плакантиклиналом, непосредственно к югу от которого фундамент лежит на отметках — 2,0—2,5 км, и широтным разломом, приуроченным к северным чинкам Устюрта. По северному борту Северо-Устюртского прогиба проходит ряд линейно вытянутых структур, выделяющихся на карте изогипсами 3,0 и 3,5 км.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Под платформенный чехол северной части Туранской плиты погружаются такие крупные палеозойские складчатые системы, как Уральская, Тянь-Шаньская, Центрально-Казахстанская. Поэтому для решения весьма важного теоретического вопроса о подземном продолжении и сочленении этих складчатых систем большое значение приобретает изучение геологического строения фундамента Туранской плиты. Выяснение глубины залегания и строения складчатого фундамента эпипалеозойской платформы Турана не менее важно и с практической точки зрения. Прослеживание под платформенным чехлом определенных тектонических зон, интересных в отношении тех или иных полезных ископаемых в открытой части этих зон, позволяет ставить вопрос о поисках тех же полезных ископаемых в их подземной части, в пределах доступной для современной техники глубины залегания фундамента. Особенно большое значение настоящая тема имеет для выяснения перспектив нефтегазоносности этой обширной территории.

Поставленная в нашей работе задача еще далека от окончательного разрешения, но необходимость ее разработки (учитывая все сказанное) очевидна. Наша работа представляет первую попытку обобщить существующий фактический материал с изложенной выше точки зрения для всей территории северной части Туранской плиты.

Собранный и обработанный большой геологический и геофизический материал, который в последнее время был накоплен в результате работ многочисленных организаций, позволил осветить строение складчатого фундамента обширной территории северной части Туранской плиты.

На северо-западе описываемой территории выделяется наиболее древняя консолидированная область, вступившая на платформенный путь развития еще с докембрия,— южная и юго-восточная окраина крупной Прикаспийской синеклизы Русской платформы. Существующий материал позволяет более определенно, чем раньше, наметить границы этой области. Почти по всей юго-восточной окраине Русской платформы выделяется серия крупных платформенных поднятий: Южно-Эмбенский краевой плакантиклинал, Северо-Каспийское и Астраханское поднятия. Со стороны палеозойской геосинклинальной области эти поднятия оборваны крупным региональным швом.

К югу и востоку от Прикаспийской синеклизы располагается обширная Урало-Тянь-Шаньская палеозойская геосинклинальная область, характеризующаяся большой сложностью строения и различной историей геологического развития в разных ее частях. Ядром консолидации этой области явился район западной части Центрального Казахстана и северных дуг Тянь-Шаня. Он занимает всю восточную часть описываемой территории. Здесь возник ряд чередующихся друг с другом антиклинориев и

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

синклинориев, которые меняют свое простирание с северо-западного на юге до северо-восточного на севере, образуя выпуклые к западу дуги с большим радиусом кривизны. Местами возникли торцовые сочленения крупных структурных элементов, как это имеет место между почти меридиональными антиклинориями и синклинориями Улутауского поднятия и Малым Каратау.

Этот район в конце силура — начале девона претерпел интенсивную складчатость и местами довольно энергичные горообразовательные движения. В возникших между горными сооружениями впадинах в среднем девоне накапливались отложения молассового типа. Это — область каледонской складчатости. Для нее характерна двухъярусность строения геосинклинального комплекса. Нижний структурный ярус образуют породы докембрия и нижнего палеозоя, а верхний, залегающий резко несогласно — отложения среднего девона, верхнего девона и нижнего карбона. Уже на тектонической карте СССР, составленной в 1956 г., весь участок запада Центрального Казахстана был отнесен к области каледонской складчатости. По-видимому, к ней ближе всего стоят и структуры Большого Каратау.

К югу от каледонских образований, отделяясь от них Северо-Букантауским региональным разломом, расположены структуры продолжения южных дуг Тянь-Шаня, для которых основные горообразовательные процессы начались со среднего карбона. Герцинские сооружения тянь-шаньского простирания занимают территорию к югу от Аральского моря и весь Устюрт вплоть до Каспийского моря. Кассарминско-Султан-Уиздагская зона, а также расположенные к западу от нее Барсакельмесская и Бузачинская зоны имеют своеобразную форму в виде буквы «г». Северные зоны тяньшанид ограничивались на Устюрте с запада южным окончанием древнего регионального Сакмарско-Кокпектинского разлома, продолжавшегося далеко на юг, по-видимому, вплоть до района Ашхабада. Со среднекаменноугольного времени одновременно с крупными поднятиями в этой области во впадинах начинают образовываться терригенные молассовые отложения; они заполняют впадины к северу и западу от Букантау, мощными толщами накапливаются на Северном Устюрте и в полосе бессточных впадин юга Устюрта. Районы Букантау, Султан-Уиздага, Кассармы, а также ряд участков Бузачинской зоны остаются высоко приподнятыми и неперекрытыми молассами. Мощные вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего палеозоя слагают нижний структурный этаж южных герцинских тяньшанид, а верхнепалеозойские орогенные образования — их верхний этаж.

В герцинский цикл тектогенеза движения обновления претерпела область каледонской складчатости. В межгорных впадинах (Тениской, Джезказганской, Тургайской и др.) здесь также начали накапливаться мощные молассовые толщи, лежащие резко несогласно на более древних образованиях.

Наиболее долго геосинклинальный режим сохранялся в Уральской системе, хотя в ней еще с нижнего и среднего палеозоя наметились геоантиклинальные и геосинклинальные зоны. Западные из них заканчивались у северного чинка Устюрта, а более восточные, начиная с Куландинско-Прииргизской зоны, продолжались далеко на юг, вплоть до южных берегов Аральского моря. Основная складчатость Урала относится к верхнему палеозою (начиная с верхнего карбона) и нижнему и среднему триасу. На востоке герцинская складчатость Урала, по-видимому, частично переработала окраинные сооружения каледонской консолидации. Здесь наметилась четкая граница Уральской складчатой системы по Восточно-Уральскому региональному шву, который прослеживается от района г. Тюмени до широты Букантау.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Одновременно с общими крупными воздыманиями Урала в верхнем палеозое по его краям начали возникать краевые прогибы. На западе образовался Предуральский краевой прогиб. На востоке, за Восточно-Уральским региональным швом, вдоль него, уже на каледонском складчатом основании в конце перми возникла цепочка своеобразных недоразвитых «краевых» прогибов: Тюменский, Кушмурунский и Тюратамский. Их развитие, так же как и Предуральского краевого прогиба, продолжалось до нижнего и, возможно, среднего триаса.

Западные зоны Урала — верхнепалеозойские складчатые сооружения к югу затухали (А. Л. Яншин), в результате чего верхнепалеозойский молассовый комплекс краевого прогиба в направлении к югу все дальше заходит внутрь Уральской системы и, начиная с Актюбинского Приуралья, целиком ложится на складчатое геосинклинальное основание. Здесь на периклинали складчатой системы образовался Южно-Уральский периклинальный прогиб. Молассовые толщи этого прогиба на юге сливаются с отложениями Арало-Устюртского прогиба, представляющего собой систему верхнепалеозойских внутренних впадин района Северного Устюрта и акватории Аральского моря.

В верхнем палеозое, благодаря крупному региональному разлому от средних частей Каспийского моря до района Султан-Уиздага, возник Мангышлакский межгорный прогиб, имеющий вид глубокого желоба. В восточной части он сечет простирания более древних герцинских дуг тяньшанид и является здесь наложенным. В самом конце проявления герцинского тектогенеза отложения этого прогиба (так же как и некоторых других, в частности, Кушмурунского и Тюратамского) претерпели интенсивную складчатость.

Западные погребенные дуги герцинского Тянь-Шаня несут ряд признаков сдвиговых смещений. В месте смыкания самых восточных зон Урала и кулисообразно расположенных друг к другу Букантауской и Кассарминско-Султан-Уиздагской зон тяньшанид возникла своеобразная Бельтауская зона дробления, образование которой легче всего можно объяснить сдвиговыми движениями. Об этом же говорит и кольцевой разлом вихревого типа, развитый в Букантау. Сдвигом можно объяснить и простирание мелкой складчатости Мангышлака, ориентированное диагонально к общему простиранию Мангышлакского прогиба. Направление движения северных блоков было западное, южных — восточное.

Развитие структур платформенного чехла шло в тесной зависимости от строения складчатого фундамента. В областях более древней консолидации, в районах каледонской складчатости, структуры платформенного чехла имеют часто изометричную расплывчатую форму, слабо выражены. Здесь возникло своеобразное наложенное Нижне-Сыр-Дарьинское поднятие. В районах развития герцинских структур тяньшанид поднятия и прогибы осадочного чехла, как правило, являются унаследованными, но также имеют очень крупные размеры, слабо выраженное простирание и крайне пологие углы падения слоев. Наиболее интенсивные платформенные дислокации имеют место в областях развития уралид и в зоне Мангышлакской складчатости. Здесь распространены унаследованные структуры, которые имеют резко выраженный линейный характер, нередко сопровождаются разломами, зачастую имеют значительные углы наклона слоев.

Общий унаследованный характер развития платформенного чехла сказался и на глубине залегания складчатого фундамента северной части Туранской плиты. Наиболее глубоко опущенным (глубже 4 км) складчатый фундамент оказался в районах верхнепалеозойских прогибов: Арало-Устюртского и Южно-Мангышлакского. В мезо-кайнозойском чехле здесь возникли также крупные синклинали — Северо-Устюртская и синклиналь бессточных впадин. До глубины 2 км фундамент опущен в осевой части

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Тургайской синеклизы, наиболее погруженные участки которой приурочены к верхнепалеозойскому Тургайскому прогибу. Наиболее резко расчлененный рельеф фундамента образовался в районе развития унаследованных дислокаций уралид, где имеются полосы приподнятого залегания фундамента на антиклинальных линиях и опущенного его положения в синклиналях с относительными превышениями до 1—2 км. В Тургайской впадине в начале мезо-кайнозойского развития области, в верхнем триасе, нижней и частично средней юре образовались довольно многочисленные грабены, по которым складчатый фундамент был глубоко погружен. Однако грабены занимают относительно незначительную площадь, и поэтому этот случай залегания складчатого фундамента нами специально не рассматривался.

Ряд выделенных зон представляет интерес с точки зрения поисков тех или иных полезных ископаемых. В частности, на продолжении осевой зоны Уральской складчатой системы, в пределах подземной части Уралтауской зоны, под мезо-кайнозойским чехлом развиты массивы ультрабазитовых пород. Один из них на небольшой глубине обнаружен бурением в 30 км к югу от ст. Эмба, а другой — в сводовой части Кокпектинской антиклинали. Оба ультрабазитовых массива, и в особенности наиболее крупный из них — Кокпектинский, несомненно представляют интерес в отношении поисков хромитовых и никелевых руд. На севере Аральско-Кустанайской зоны выделены многочисленные месторождения магнетитовых железных руд. Безусловно, вся выделенная зона заслуживает особого внимания в связи с возможностью открытия в ней других железорудных месторождений. Особенно выделяется в этом отношении Бельтауская зона дробления, геофизическая характеристика которой позволяет говорить о высокой проницаемости, раздробленности разломами, насыщенности ее мелкими интрузиями (а с внедрениями таких интрузий в туфогенно-осадочную толщу нижнего карбона и связаны железные руды типа Соколовско-Сарбайских). Правда, в этом районе фундамент залегает на значительных глубинах, достигающих местами 1 км.

Сопоставленные карты позволяют с большей обоснованностью подойти к оценке перспектив нефтегазоносности исследуемой территории. Нижние сероцветные молассы Предуральского краевого прогиба регионально нефтеносны и содержат обильные признаки нефти и газа. К молассам приурочены небольшие месторождения в районах Актюбинского Приуралья и Примугоджарья. Следовательно, перспективы нефтегазоносности на обширной территории их развития (см. фиг. 7) следует связывать с этими отложениями. Во многих районах они залегают на больших глубинах и трудно достижимы для бурения. Однако в ряде мест поисковое бурение на них является первоочередным. В частности, они относительно легко достижимы для бурения в районе Южно-Уральского периклинального прогиба, к западу и юго-западу от Кокпектинской и Намазтауской антиклиналей (южная часть Зилаирской зоны). Бурение нескольких скважин на Кокпектинской антиклинали показало признаки нефти в пермских и каменноугольных осадках этого прогиба. В районе к западу от Кокпектинской и Намазтауской антиклиналей в мезо-кайнозойском чехле развита серия четких линейно вытянутых на многие десятки километров почти меридиональных антиклинальных и синклинальных структур с амплитудой поднятия до 50—100 м. Исходя из принципа унаследованности, можно предположить, что антиклинальные структуры имеются не только в платформенном чехле, но и в палеозойских отложениях фундамента. Необходима постановка сейсморазведочных и буровых работ на антиклиналях этой территории. Верхнепалеозойские отложения относительно легко достижимы для бурения в окраинных частях Арало-Устюртского прогиба, а также на некоторых частных структурах в его пределах.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

К весьма перспективным областям с точки зрения поисков нефти и газа в мезозойских отложениях следует отнести территории относительно глубокого залегания складчатого фундамента: Северо-Устюртский и Южно-Мангышлакский прогибы (или синклиналь бессточных впадин). Мезозойские отложения содержат нефть и газ в пределах Прикаспийской синеклизы, на Мангышлаке, в низовьях Аму-Дарьи. Районы к югу от Мангышлака вызывают особенно большой интерес в связи с открытием крупных газовых месторождений в Бухаро-Хивинской депрессии.

На территории северной части Туранской плиты неперспективными и малоперспективными следует считать районы непосредственного продолжения ряда зон Уральской складчатой системы: зоны Уралтау и Зеленокаменной, примерно до широты Чушкакульского сора с неглубоким залеганием вулканогенных толщ и остальных зон Урала вплоть до Оренбургской ж. д. на юге. К таким же районам относится вся северная часть Тургайской впадины, низовья Сыр-Дарьи (от Нижне-Сыр-Дарьинского поднятия до поднятия Аккыр включительно), а также район Горного Мангышлака и Центрально-Устюртского гравитационного максимума.

Следует отметить, что несомненный интерес вызывает Южно-Эмбенский краевой плакантиклинал, лежащий на окраине регионально нефтеносной Прикаспийской синеклизы. На самом платформенном поднятии докунгурские отложения были вскрыты только четырьмя скважинами: 3, 1а, 2а и 5. Остальные скважины или не достигли фундамента или были заданы юго-восточнее ограничивающего поднятие разлома и вошли в грауваккovые геосинклинальные образования. Поэтому Южно-Эмбенское поднятие считать окончательно разведанным нельзя. Учитывая приближение палеозоя к поверхности земли в направлении к северо-востоку по простиранию плакантиклинала и одновременно с этим наращивание кверху палеозойского разреза в том же направлении, нужно считать наиболее рациональным продолжение поисковых работ на северо-восточном окончании Южно-Эмбенского плакантиклинала.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ЛИТЕРАТУРА

Авров П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1957, вып. 1 (26).

Айзенштадт Г. Е.-А. Восточная часть Прикаспийской впадины.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак. Л.—М., Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.—Пг., Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи.— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 12.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Л.—М., ГОНТИ, 1932.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. Изд. 3. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.

Архангельский А. Д. и др. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.

Архангальский А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Афанасьев Б. Л. Речной тип угленакопления (флювиальный или потамический). Проблемы сов. геологии, 1938, 8, № 1.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.

Бер А. Г. Мезозойская эффузивно-осадочная толща северной части Тургайского прогиба.— Сов. геология, 1958, № 3.

Беспалов В. Ф. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геология, 1956, сб. 52.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.

Войцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1955, 5.

Борисов А. А. О современной структуре поверхности фундамента запада Средней Азии. Новости нефтяной техники. — Геология, 1958, № 4.

Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.

Бубличенко Н. Л. О восточной границе Палеоурала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. гел., 1951, 26, вып. 5.

Буртман В. С. О границах между фациальными типами девонских и каменноугольных отложений Северо-Западного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1958, № 10.

Васильев Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.

Вахрамеев В. А., Яншин А. Л. Палеозой в Северном Приаралье.— Докл. АН СССР, 1940, 30, № 9.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Виленский А. М. Основные и ультраосновные породы центральной части хребта Султан-Уиздага. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1958.
Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султан-Уиздага. Изд-во Узбекского филиала АН СССР, 1940.
Висьневский Я. С. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султан-Уиздага.— Докл. АН Узбекской ССР, 1950, № 10.
Водорезов Г. И., Яншин А. Л. Геологическая карта СССР в масштабе 1:1 000 000. Лист М-40 (Чкалов). Объяснительная записка. М. Госгеолиздат, 1947.
Вонгаз Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1958, № 5.
Воскобойников М. Е. О времени установления платформенного режима в Восточном Приаралье.— Докл. АН СССР, 1957, **113**, № 1.
Вялова Р. И., Вялов О. С. Схема тектоники Урала.— Сов. геология, 1939, 9, № 12.
Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, **14**, вып. 4.
Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов.— Сов. геология, 1940, № 9.
Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь западного Примугоджарья (О древнем рельефе палеозойского основания периферии Мугоджар).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, вып. 2.
Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 6.
Гарецкий Р. Г. Геологическое строение и перспективы нефтеносности южного погружения Мугоджар.— Геология нефти, 1958, № 1.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 12.
Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы.— Сов. геология, 1958, № 2.
Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. Морские альбские отложения на западном берегу Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 6.
Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника, ч. 1—2, М., Госгеолтехиздат, 1958.
Гладковский А. К., Гуткин Е. С. Изверженные породы центральной части Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
Гладковский А. К., Шарова А. К., Вторушин А. В. К вопросу о возрасте изверженных пород в центральной части Тургайского пролива.— Докл. АН СССР, 1952, **83**, № 1.
Годин Ю. Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия.— В кн.: «Материалы по геологии нефти», т. 1. Доклады советских геологов на 20-й сессии Международного геологического конгресса. М., Гостоптехиздат, 1958.
Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами.— Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1959.
Горский И. И., Леоненок Н. И. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского прогиба.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
Дымаков А. И. К вопросу о тектоническом строении полуострова Мангышлак.— В кн.: «Геология и геохимия», т. 1 (7). Л., 1957.
Дымаков А. И. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
Днепров В. С. Новые данные по геологии и нефтеносности Южно-Эмбенского поднятия.— Информ. бюлл. ВНИГРИ, 1958, № 1.
Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Геология нефти, 1957, № 7.
Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., № 36, 1950, вып. 108.
Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 1.
Замаренов А. К. и др. Юго-восточное обрамление Северного Прикаспия.— Геология нефти и газа, 1959, № 1.
Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1957, сб. 61.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Казаков М. П., Знаменский В. В. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы.— В кн.: «Вопросы региональной геологии и методики геологических исследований». М., 1957 (Труды Моск. нефт. ин-та, вып. 19).
Казаков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.
Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы.— Нефтяное хозяйство, 1954, № 10.
Касаткин Д. П. О некоторых результатах геофизических исследований в Северной Туркмении.— Разведка и охрана недр., 1955, № 6.
Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1934, 2, № 6.
Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадины.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 7.
Кассин Н. Г. Общая характеристика тектоники восточного Казахстана.— В кн: «Геология СССР», т. 20, ч. 1, М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казахской ССР, 1947.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104.
Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр.— В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Клубов А. А. Тенизская впадина.— В кн.: «Очерки по геологии СССР», т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1956.
Коган А. Б. О тектоническом строении п-ова Тюб-Караган.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
Коган А. Б., Пасуманский И. М. Новые данные о тектоническом строении Южного Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
Копелиович А. В., Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.
Корженевский Б. А. Некоторые новые данные по геологии хребта Каратау на Мангышлаке.— Вестник Ленингр. ун-та, 1956, № 18.
Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М., Гостоптехиздат, 1952.
Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. М., Гостоптехиздат, 1958.
Краев П. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северо-западного Устюрта. Новости нефтяной техники.— Геология, 1957, № 2.
Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., № 36, 1950, вып. 108.
Кудрявцев Н. А. Региональная тектоника территории между Эмбенской нефтеносной областью и Мангышлаком.— Авторефераты научных трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геол.- развед. ин-та, 1956, сб. 17.
Ли П. Ф. Нижний триас (?) (Туринская свита).— В кн.: «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности». М., Госгеолтехиздат, 1958.
Ли Сы-гуан. Вихревые структуры северо-западного Китая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолтехиздт, 1955.
Луппов Н. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист К-40 (Нукус). Объяснительная записка. М. Госгеолтехиздат, 1946.
Луппов Н. П. О тектонике южного Устюрта и северных Кара-Кумов.— В кн.: «Новые данные по геологии Казахстана и Средней Азии». Л., Госгеолтехиздат, 1952.
Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., ОНТИ, 1938.
Мазарович О. А. К вопросу о тектонике восточной части Сарысу-Тенизского водораздела (Центр. Казахстан).— Вестник Моск. ун-та, серия биол., почвовед., геол., геогр., 1956, № 1.
Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины (Центр. Казахстан).— Сов. геология, 1955, сб. 48.
Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака.— В кн.: «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР, 1952.
Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— Проблемы сов. геологии, 1933, 1, № 1.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Неволин Н. В. Тектоника Устюрта.— Геология нефти, 1958_1, № 7.
Неволин Н. В. Тектоника Прикаспийской впадины.— Геология нефти, 1958_2, № 9.
Немков Г. И. К вопросу о пересечении каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане на примере строения Арганатинского антиклинория.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, **28**, вып. 2.
Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, **11**, вып. 3.
Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
Петрушевский Б. А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист L-41 (Кзыл-Орда). Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1946.
Петрушевский Б. А. О мезозойско-кайнозойской истории развития и структуре Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955_1, **30**, вып. 3.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955_2.
Пригоровский М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи.— Изв. геол. ком., 1914, **33**, № 8.
Пригоровский М. М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор.— Геол. вестник, 1915, **1**, № 2.
Пригоровский М. М. Геология, условия угленосности и водоносности «Тургайского пролива» Зюсса.— Проблемы сов. геологии, 1935, **5**, № 2.
Проводников Л. Я. Определение глубины залегания возмущающих тел по узколокальным аномалиям.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 9.
Пэк А. В., Чураков А. Н. Султан-Уиздаг.— Труды Таджик.-Памирск. экспед. АН СССР, 1936, вып. 73.
Розе Т. Н. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1956, **106**, № 5.
Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 4.
Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
Сигов А. П. О возрасте кайнотипных эффузивов Кушмуруна.— Докл. АН СССР, 1954, **95**, № 3.
Соколов К. П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Соловьева М. Н. К стратиграфии верхнего палеозоя Кызыл-Кумов.— Докл. АН СССР, 1955, **100**, № 3.
Тимофеев А. Н. О причинах гравитационных аномалий в западной части Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
Tikhonovitch N. N. [Тихонович Н. Н.] Exposé de la tectonique de sud-est de la Russie d'Europe.— Ann. Soc. Géol. Belgique, 1924, **47**, liv. 1.
Файтельсон А. Ш. Пример сопоставления результатов геофизических исследований в Северном Приаралье.— Разведочная и промысловая геофизика, 1958, вып. 21.
Фотиади Э. Э. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части Русской платформы. Очерки по геологии СССР.—Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, новая серия, вып. 96.
Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием.— Геология нефти, 1958, № 9.
Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Чехович В. Д., Соловьева М. Н. и др. Новые данные о девоне Кызыл-Кумов.— Докл. АН СССР, 1956, **107**, № 1.
Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Ст. 3. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности.— В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Шрайбман В. И. Глубинное строение Северного Устюрта в связи с возможной его нефтеносностью. — Геология нефти, 1957, № 3.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Шрейдер А. А. Основные результаты общей геофизической съемки западной части Средней Азии.— Прикладная геофизика, 1948, вып. 4.
Эвентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины.— В кн.: «Очерки по геологии СССР», т. 1, 1956. Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 96.
Эвентов Я. С. Палеозойские отложения западной части Прикаспийской впадины. (В связи с перспективами поисков нефти и газа на данной территории).— Сов. геология, 1957, сб. 57.
Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау (Южный Казахстан).— Сов. геология, 1954, сб. 41.
Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, № 2.
Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1939, 33, № 8.
Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., № 9, 1940, вып. 32.
Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, № 5—6.
Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчтой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953.
Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение 6

Глава I. Краткое описание структуры складчатого фундамента, выходящего на поверхность по периферии и внутри Туранской плиты 16

1. Основные тектонические зоны южного окончания Уральской складчатой системы 16
2. Основные черты тектоники западной части Центрального Казахстана 21
3. Складчатый фундамент других районов северной части Туранской плиты 22

Глава II. Породы складчатого фундамента, вскрытые бурением под платформенным чехлом Туранской плиты 25

Глава III. Строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты 30

1. Некоторые вопросы методики использования геолого-геофизических данных для выяснения внутреннего строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты 30
2. Погребенные границы основных тектонических областей 32
   а) О границе между Русской платформой и Туранской плитой . . . 32
   б) О восточной границе уралид 36
   в) О северной границе погребенных герцинид Тянь-Шаня 38
3. Каледонские складчатые образования 39
4. Герцинские структуры продолжения Южного Тянь-Шаня 42
5. Уральская герцинская складчатая система 48
6. Верхнепалеозойские прогибы 51

Глава IV. Глубина залегания поверхности складчатого фундамента северной части Туранской плиты 56

1. Геологическая эффективность количественной интерпретации магнитных аномалий 56
2. Природа гравитационных аномалий северной части Туранской плиты 61
   а) Общие замечания 61
   б) Плотностная характеристика пород геологического разреза . . . 62
   в) Соотношение гравитационного поля с геологическими структурами 68
3. Методика построения структурной карты поверхности складчатого фундамента по геофизическим данным 75
4. Глубина залегания поверхности складчатого фундамента 77

Заключение 81

Литература 86

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Радим Гаврилович Гарецкий,
Владимир Ильич Шрайбман

Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан)

Труды Геологического института
Выпуск 44

Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*
Технический редактор *И.Ф. Кузьмин, О. М. Гуськова*

РИСО АН СССР № 35-34В. Сдано в набор 13/VII 1960 г.
Подписано к печати 22/X 1960 г. Формат 70×108 1/16. Печ. л. 5 3/4 + 3 вклейки.
Усл.печ. л. 7,88. Уч.-издат. л. 8,1 Тираж 1400 экз.
Т-13161. Изд. № 4695. Тип. зак. № 799.
Цена 5 руб. 50 коп. С 1/I 1961 г.— 55 коп.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г 99, Шубинский пер., 10

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
9	7 сн.	допалеозойских	до палеозойских
23	30 св.	среднепалеозойскими	нижнепалеозойскими

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9

Цена 5 р. 50 к.
с 1/I 1961 г. 55 к.

Sanitized Copy Approved for Release 2011/03/25 : CIA-RDP80T00246A059000070001-9